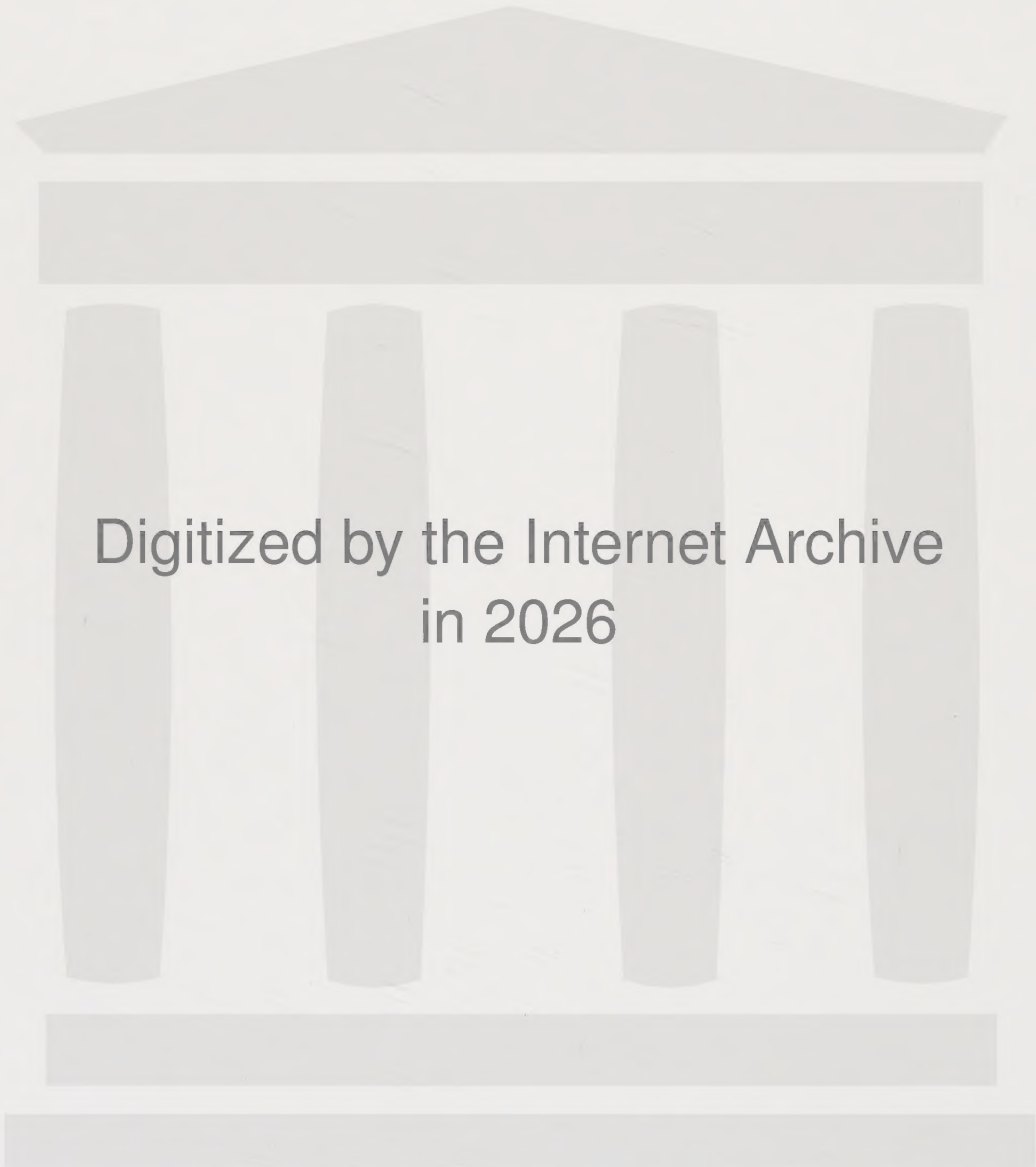
Brest 1974

jean pierre pinot

LE PRECONTINENT BRETON

entre penmarc'h, belle-ile et l'escarpement continental

ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545812_0005

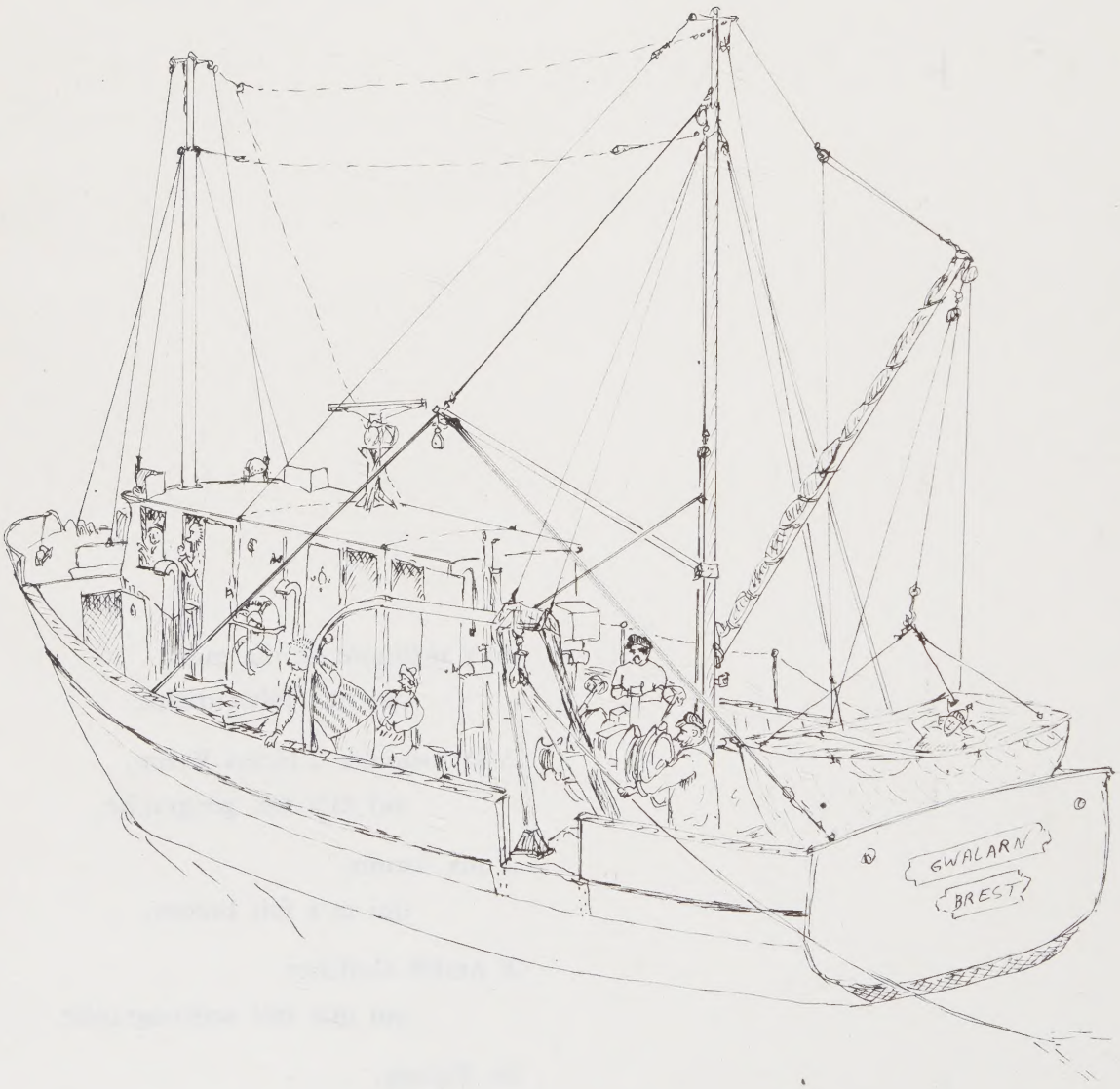
A la mémoire de ma mère,
qui m'a fait curieux,

A la mémoire d'Henri Varon,
qui m'a fait géographe,

A ma femme,
qui m'a fait breton,

A André Guilcher,
qui m'a fait océanographe,

Au *Kornog*,
qui m'a fait marin.


GWALARN
BREST

Jean-Pierre PINOT

LE PRECONTINENT BRETON

ENTRE PENMARC'H, BELLE-ILE

ET L'ESCARPEMENT CONTINENTAL

ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

Thèse de Doctorat d'Etat présentée à
l'Université de Bretagne occidentale

Première édition :
Etat des travaux au 1er Novembre 1972

Lannion, Impram, imprimeur,

1974

AVERTISSEMENT

Dans ce volume sont présentés uniquement les éléments qui constituent une THESE à proprement parler ; c'est la description générale de la région, l'argumentation générale concernant son évolution morphologique et l'exposé des idées de l'auteur sur les mécanismes qui ont permis cette évolution. Bien d'autres données que l'auteur a rassemblées au cours de ses recherches et qui ont servi d'aliment à ses réflexions ont été ou seront publiées par ailleurs; soit sous forme de monographies concernant une partie seulement du domaine étudié (on trouvera en bibliographie celles qui sont déjà parues), soit sous forme de recueils à tirage restreint, rassemblant les résultats bruts des travaux à la mer ou en laboratoire, qui ne sont utiles qu'aux spécialistes et seront adressés, au fur et à mesure de leur parution, aux bibliothèques universitaires et à ceux qui en auraient besoin.

La loi du 11 mars 1957 interdisant toute reproduction intégrale ou partielle d'un ouvrage sans le consentement de l'auteur, l'auteur du présent ouvrage déclare autoriser la reproduction intégrale ou partielle de cet ouvrage par tous moyens, pour toute fin autre que lucrative ou militaire, et en particulier pour les usages pédagogiques, aux conditions expresses suivantes, que les opérateurs et utilisateurs de reproductions acceptent tacitement par le seul fait de faire usage de cette autorisation générale :

- chaque extrait reproduit sera accompagné de la référence bibliographique complète ou abrégée,
- il sera envoyé à l'auteur un exemplaire de toute publication, même destinée à l'usage interne de l'organisme reproducteur, où serait reproduite un extrait de cet ouvrage,
- les opérateurs et utilisateurs de reproductions ainsi autorisées autorisent, par réciprocité, l'auteur du présent ouvrage à reproduire leurs propres publications, sous les mêmes conditions.

Adresse de l'auteur : Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes, B. P. 1025, 44036 Nantes-Cedex, France.

Référence bibliographique :
Pinot (J.-P.), 1974, Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental, étude géomorphologique, Lannion, Impram, 256 pp.

© Jean-Pierre Pinot, 1974.

Imprimé en Bretagne.
Dépôt légal : 1er trimestre 1974
IMPRAM - Lannion

UNIV. LEIDEN BIBL.

INTRODUCTION

Peu de travaux géomorphologiques ont été entrepris, jusqu'ici, sur les plateaux continentaux. Ceci tient en partie au fait que pendant longtemps, compte tenu des moyens matériels disponibles, les plateaux continentaux ont été considérés comme de mornes étendues sans intérêt, dont l'étude n'apportait d'ailleurs pas à l'océanographe la gloire qu'il pouvait acquérir en explorant les grands fonds.

En outre, la géomorphologie est l'une des branches les plus récentes de l'océanographie, et n'a pris place que depuis peu aux côtés de l'océanographie biologique (ou biogéographie des océans), de l'océanographie "physique" (ou hydrologie marine) et de l'océanographie géologique (ou géologie sous-marine) avec laquelle beaucoup, encore, se plaisent à la confondre.

Jusqu'au lancement du Kornog, en 1961 (1), les études réalisées sur les plateaux continentaux au large des côtes françaises étaient soit purement topographiques (Service Hydrographique de la Marine (2)), soit géologiques, avec pour but principal l'extension vers le large des cartes géologiques terrestres (travaux de Louis Dangeard et de Gilbert Boillot, et de leurs élèves (3)), soit sédimentologiques et menés en vue d'expliquer par l'étude des sédiments actuels la mise en place de formations géologiques anciennes (travaux de Jacques Bourcart et d'André Rivière, et de leurs élèves). Sans doute les sédimentologues avaient-ils été amenés à faire de la morphologie, mais pas assez pour permettre de comprendre le paysage sous-marin. Les travaux morphologiques les plus authentiques ne portaient pas sur le plateau continental, mais sur ses marges interne et externe : le prélittoral d'une part, l'escarpement continental de l'autre. Menés tant par l'école de Bourcart que par Léopold Berthois et le Commandant Brenot (4), ils ont soulevé plus de problèmes qu'ils n'en ont résolu, et ont amené leurs auteurs et leurs lecteurs à penser que la solution d'un certain nombre de problèmes du prélittoral et de l'escarpement continental se trouvait entre les deux, sur le "plateau" continental (5).

(1) - Je remercie le Professeur Guilcher d'avoir pris l'initiative de faire construire ce bateau de recherches, et d'avoir ensuite établi, pendant dix ans, les calendriers des missions de telle façon que mon travail sur le terrain ne nuise pas à mes obligations d'enseignement. Je remercie le C.N.R.S. de m'avoir accordé une dizaine de missions, au total 127 jours passés sur mon terrain, à bord du Kornog (aujourd'hui rebaptisé Gwalarn). Je remercie l'équipage du Kornog de m'avoir toujours facilité la tâche et de m'avoir, pour une si large part, appris mon métier. Je remercie mon compère biologiste, Michel Glémarec, de la Faculté des Sciences de Brest, avec lequel toutes les missions ont été communes jusqu'à l'achèvement de sa propre thèse, et dont l'inlassable coopération m'a souvent permis de comprendre, grâce à l'éclairage complémentaire fourni par les faits biologiques, certains phénomènes que les seules données morpho-sédimentologiques laissaient dans l'ombre. Je remercie enfin les nombreux aides-chercheurs qui nous ont aidés au cours de nos missions.

(2) - Je remercie le Service Hydrographique de la Marine d'avoir bien voulu me céder des photocopies des minutes de sondage de la Mission Hydrographique des Côtes de France (1966 et 1967).

(3) - Je remercie MM. Dangeard, Boillot, Hommeril et Larsonneur pour tout le temps que nous avons passé ensemble à des échanges de vues sur les problèmes de morphologie et de sédimentologie sous-marines.

(4) - Je remercie le Professeur Berthois de m'avoir initié, en 1958, aux techniques de la sédimentologie et de m'avoir, depuis lors, appuyé de ses conseils, et tenu au courant de l'état de ses travaux sur l'escarpement continental. Je remercie le Commandant Brenot pour ses conseils et pour les documents qu'il m'a communiqués, et sans lesquels je ne serais sans doute pas venu à bout des problèmes de localisation précise des opérations.

(5) - C'est de la même façon qu'ayant commencé par l'étude des fonds proches du littoral, compris dans le rayon d'action du Kornog, j'ai été amené ensuite à étendre mes travaux vers le large. Je remercie l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes de m'avoir permis de faire une mission de 15 jours sur la Pelagia, et la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique de m'avoir accepté à bord du Jean-Charcot à l'occasion d'une mission de géophysique.

A l'étranger, cependant, la morphologie terrestre a depuis longtemps perdu son autonomie, et s'est noyée dans la géologie dynamique, de sorte que les conditions ne sont guère favorables au développement d'une géomorphologie sous-marine autonome. Certes, aux Etats-Unis, l'ancienne tradition géomorphologique a laissé assez de traces pour que les géologues sous-marins aient souvent un état d'esprit proche de celui des morphologues. L'école de Shepard est la mieux placée à ce point de vue. De même, en Grande-Bretagne, la géologie dynamique s'est assez souvent orientée vers des recherches qui sont proprement morphologiques : l'équipe animée, à l'Institut National d'Océanographie de Wormley, par A. H. Stride, a ainsi mené, à l'aide de ce remarquable équipement qu'est l'Echo-Ranger (dont l'emploi a été jusqu'ici interdit aux chercheurs français par la modicité des crédits disponibles), des études très remarquables sur le façonnement des rides de sable (1). Mais dans l'un et l'autre cas les recherches sont menées plutôt autour de thèmes que dans un cadre régional, et si tel ou tel processus est maintenant bien connu grâce à ces travaux, nulle part l'ensemble des facteurs de la morphogénèse n'avait encore été étudié de façon détaillée sur une région suffisamment vaste, et dans l'esprit de la géographie régionale, au moment où ont été entrepris les travaux d'équipe dont cette thèse-ci constitue le dernier panneau.

Or, il semble bien qu'une morphogénèse aussi originale que celle qui affecte les plateaux continentaux ne puisse être tirée au clair que par une étude régionale : il est vain d'étudier en détail tel processus si on ne le replace pas parmi les autres, et si on ne tient pas compte des équilibres instables, et sans cesse remis en cause, par lesquels les divers processus morphologiques concourent à l'établissement du paysage. De plus, la lenteur vraisemblable des processus sous-marins, la réversibilité de la plupart des déplacements de matériaux et le rôle éminent des catastrophes (c'est-à-dire de phénomènes violents et efficaces, mais brefs, qui surviennent au sein de longues périodes de sommeil morphogénétique) imposaient une étude de longue haleine, un travail patient et sans cesse recommencé, bref

---

(1) - Je remercie l'équipe de Wormley, et en particulier Neil H. Kenyon, de m'avoir tenu au courant des travaux britanniques menés sur le précontinent sud-armoricain.

Légende de la figure 1.

Isobathes, en mètres	Isobaths, in meters
Escarpement continental	Continental scarp
Collines abyssales	Abyssal hills
Limite de la plaine abyssale	Abyssal plain boundary
Canyons et goufs	Submarine canyons
Principaux escarpements	Main scarps
Roches sédimentaires en relief	Sedimentary rock reliefs
Accumulations sableuses pro-fluviales	Profluvial sandy accumulations
Grands bancs de la mer Celtique	Celtic sea banks
Ridins en trains serrés	Closely spaced sand waves
Ridins épars ou de petite taille	Sparse or small sand waves

Vases du plateau	Shelf muds	Sables grossiers	Coarse sands
Sables vaseux	Muddy sands	Sables coquilliers	Shelly sands
Sables fins	Fine sands	Cailloutis prélittoraux	Prelittoral pebbles
Sables moyens	Medium-size sands	Cailloutis du large	Outer pebbles

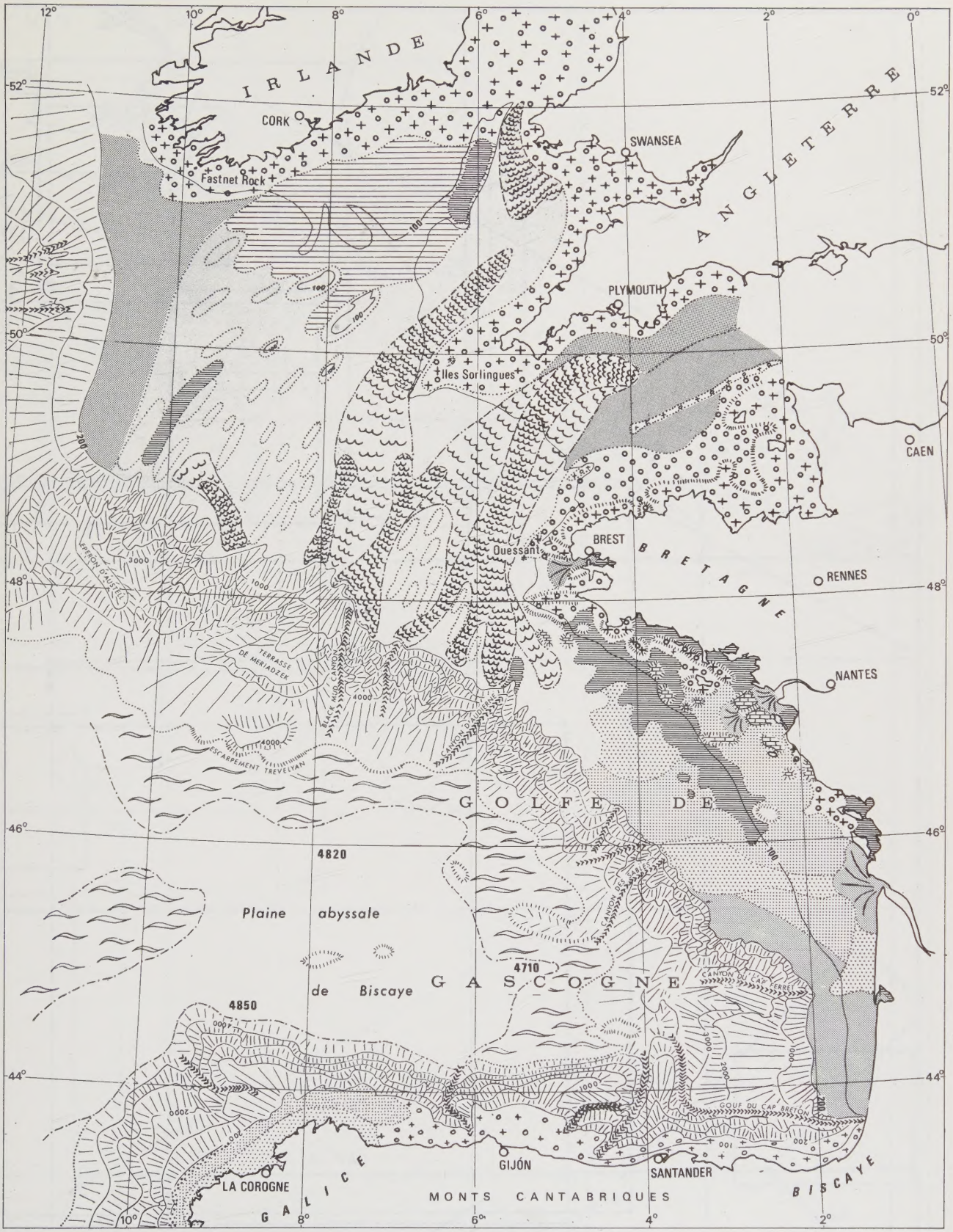


Figure 1 - Golfe de Gascogne et mer Celtique, schéma géomorphologique. 1 / 5 000 000. Légende p. 6.
Le domaine étudié se trouve à la charnière du Golfe de Gascogne et de la mer Celtique.

Figure 1 - Bay of Biscay and Celtic sea, a geomormorphic sketch. 1 / 5 000 000. Legend, cf. p. 6.
The studied region is located at the junction between bay of Biscay and Celtic sea.

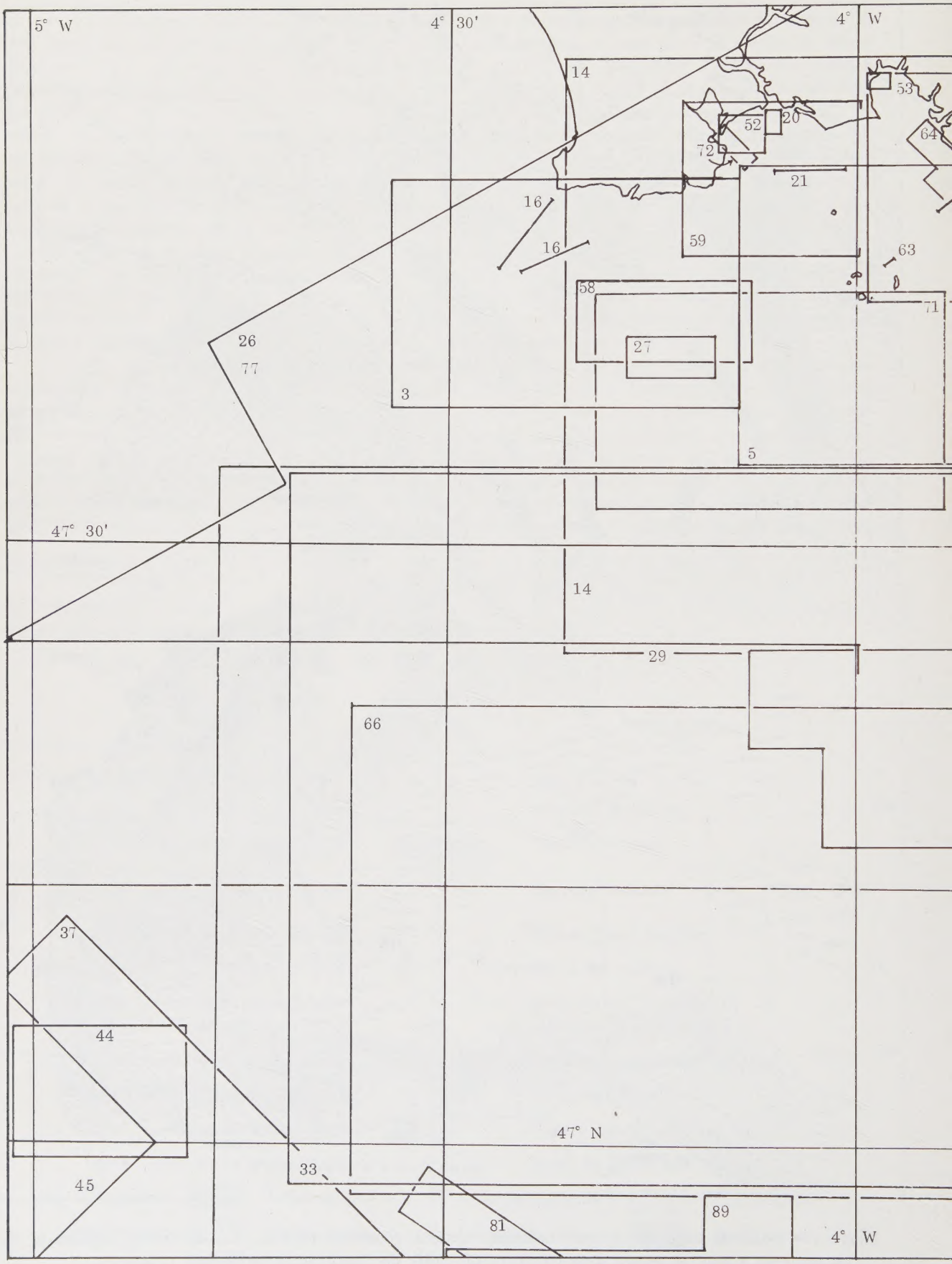


Fig. 2 - Tableau d'assemblage des cartes.

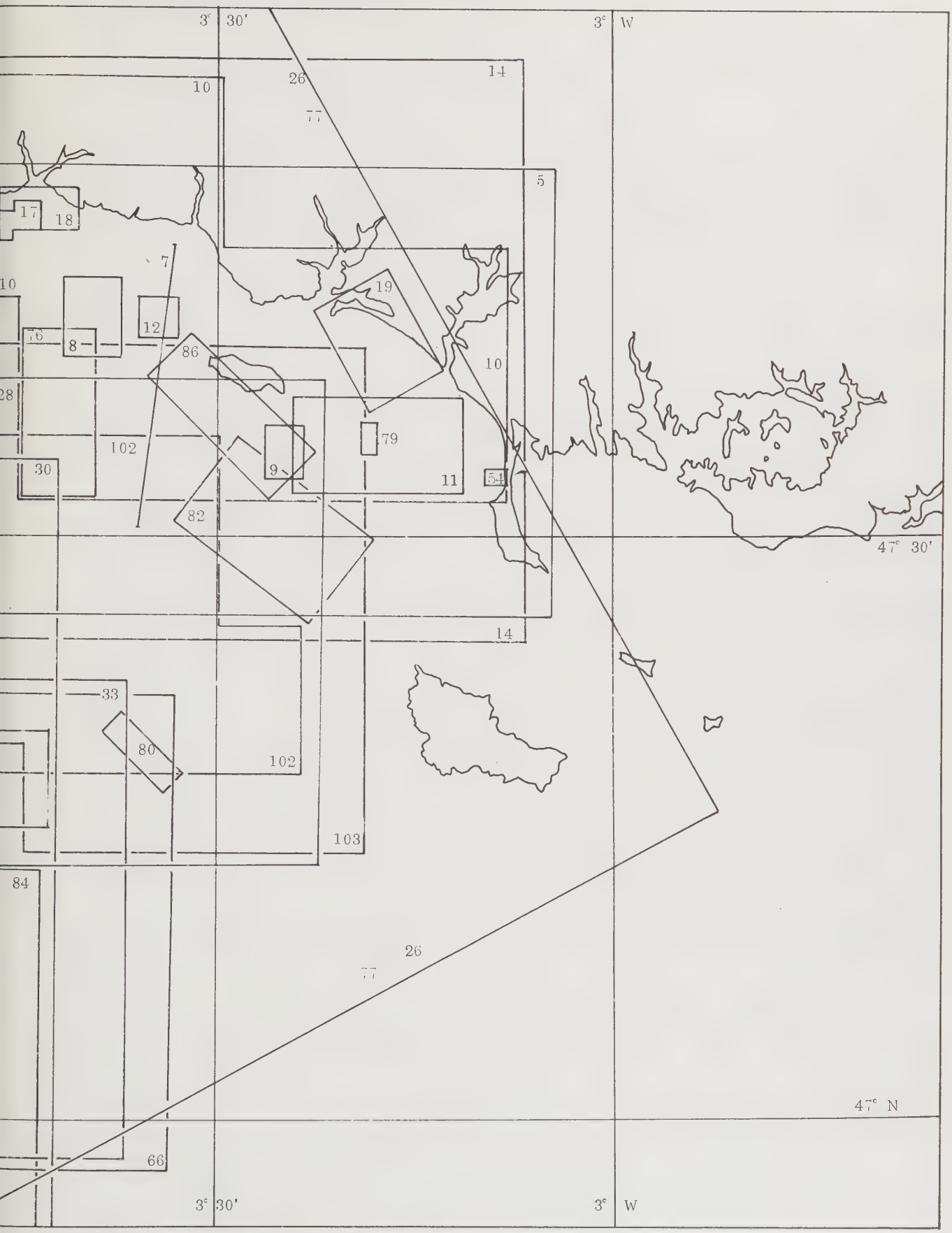


Fig. 2 - Index of maps and charts.

l'un de ces travaux que l'on n'entreprend qu'une fois dans sa vie, et pour lesquels ont été inventées les thèses d'état.

Les trois thèses d'état, entreprises presque simultanément sous la direction du Professeur Guilcher (1) au large des côtes occidentales et méridionales du Massif Armoricain, portent sur trois régions assez différentes entre elles et qui diffèrent aussi de la Manche Occidentale, précédemment étudiée par un géologue (2) auquel les préoccupations géomorphologiques ne sont pas étrangères. Par rapport à la Manche, où l'action des courants de marée est essentielle et où dominent les fonds caillouteux, par rapport à l'Iroise envahie par des sables coquilliers venus de l'Ouest, par rapport aux bouches de la Loire où les apports vaseux du fleuve empâtent le paysage, la région comprise entre Penmarc'h et Belle-Ile a une nette et attachante personnalité, et forme une région géomorphologique dont les limites naturelles ne coïncident pas rigoureusement avec les frontières arbitrairement tracées, au départ, entre chercheurs voisins, mais, finalement, s'en écartent remarquablement peu.

Le trait essentiel de cette région naturelle, c'est que la morphologie continentale ou littorale du Pléistocène s'y est relativement bien conservée, ayant simplement subi un remaniement marin qu'il est intéressant de comparer aux remaniements continentaux holocènes. L'action de la mer, assez modérée pour qu'on puisse retrouver la forme générale des reliefs antérieurs - et donc apprécier la vitesse du remaniement, dans la mesure où nous savons l'âge de la submersion - est donc peut-être plus facile à étudier dans la diversité des paysages d'ici que dans la monotonie des sables occidentaux ou celle des vases orientales. Aussi le travail de découverte et d'explication, complété par d'assez nombreux travaux comparatifs sur les terres voisines émergées, a-t-il été passionnant.

Travail de découverte, parce que jusqu'ici la région était très mal connue : les sondages portés sur les cartes marines sont anciens (et quelquefois de la Monarchie de Juillet) et leur excellente qualité est plus que compensée par leur très large espacement. Les dragages de sédiment étaient rares : à la date de 1962, on disposait des résultats de 42 dragages, souvent avec des analyses très succinctes, pour une région où j'en ai opéré 1 400 sans avoir pu encore couvrir correctement certaines zones externes; surtout, ces dragages étaient mal répartis, car dus à des travaux non coordonnés, et implantés dans l'ignorance des données morphologiques. Aussi, les vues d'ensemble qu'avaient tenté de donner E. Le Danois (3), puis A. Guilcher (4), étaient-elles largement hypothétiques, et il est remarquable que, tout compte fait, elles ne trahissent guère la réalité.

A vrai dire, cette thèse a été commencée cinq ans trop tôt : toutes sortes de données, bathymétriques, sédimentologiques, géologiques, qui manquaient cruellement en 1962, ont été systématiquement rassemblées au cours de missions géantes en 1966 et 1967 : le plateau externe, si mal connu, et dont j'avais tenté d'établir une carte bathymétrique à partir de sondages laborieusement collectés, a été levé par le S.H.M. en 1966 et 1967 avec un passage tous les 500 m, qui ridiculise évidemment mes tentatives. De même, le B.R.G.M. a collecté des données sédimentologiques, en 1965 pour le prélittoral, en 1967 pour le large, et en a publié les résultats respectivement en 1967 et 1971 : au moins pour le large, ces données, si elles avaient été rassemblées avant mes propres levés, m'auraient évité de faire des prélèvements systématiques, et permis de me consacrer entièrement aux régions caractéristiques.

Travail d'explication surtout, car le rôle du morphologue n'est pas de cartographier les formes du terrain, mais de les expliquer ; il n'est pas de lever la carte géologique, mais de l'utiliser pour l'explication ; il n'est pas d'étudier les sédiments en eux-mêmes, mais de voir en quoi les caractères du sédiment influent sur les formes des accumulations. Certes, parce que les cartes bathymétriques étaient à l'époque insuffisantes, j'ai dû lever mes propres cartes ; parce qu'aucun géologue ne s'était en-

(1) - Le travail d'équipe a été le facteur essentiel de l'avancement relativement rapide de ces thèses. Je remercie donc Félix Hinschberger et Jean-René Vanney pour tout le temps que nous avons passé à confronter nos problèmes et à en chercher ensemble les solutions, et André Guilcher pour nous avoir guidés et encouragés. Je remercie aussi Anne Saint-Requier et Anne Marec, dont les thèses de troisième cycle viennent compléter la couverture d'un ensemble régional important qui va de l'entrée de la Manche au plateau de Rochebonne, et qui ont participé aux réflexions de l'équipe.

(2) - BOILLOT, 1964. Les références bibliographiques sans indications particulières renvoient à la bibliographie essentielle, donnée à la fin de ce volume.

(3) - Le DANOIS, 1938.

(4) - GUILCHER, 1948.

core consacré à cette région, j'ai dû me lancer dans des travaux proprement géologiques ; parce qu'aucun sédimentologue ne s'était alors intéressé à ce secteur pour autre chose que les analyses occasionnelles de quelques dragages, j'ai dû étudier en laboratoire, ou faire étudier (1) les échantillons dragués, et établir les cartes sédimentologiques de la région, dans le cadre de la Carte Sédimentologique Sous-Marine des Côtes de France au 1 / 100 000 (2).

Mais ces travaux annexes, s'ils ont pris parfois plus de temps qu'il n'est convenable, n'ont jamais fait perdre de vue le but de ces travaux : l'explication des formes du terrain. A vrai dire, il n'est pas mauvais de lever soi-même ses cartes topographiques au lieu d'utiliser les travaux d'autrui, de choisir soi-même les points des dragages de roche, et même d'analyser soi-même les sédiments, car ces opérations ne sont pas faites tout-à-fait de la même façon quand on a en vue l'étude morphologique. Mais à plusieurs reprises j'ai eu l'impression (et peut-être surtout donné l'impression à d'autres géographes) de consommer dans des travaux serviles un temps dont la morphologie était plus digne (3). C'était sans doute la rançon de la mise au point de méthodes de travail propres à ce nouvel objet : mais si maintenant la méthode est au point, comme on veut l'espérer, il conviendra que les morphologues sous-marins passent moins de temps à l'application des techniques annexes, et plus à l'explication des formes.

(1) - Le travail de laboratoire est, en fait, l'œuvre d'un grand nombre de personnes : je les prie de trouver ici l'expression de ma gratitude, qu'il s'agisse des maîtres qui m'ont aidé à mettre au point les techniques de laboratoire : Madame Ters, le regretté professeur Elhaï, et les professeurs Cailleux, Rougerie et Verger ; ou des étudiants et techniciens qui ont pratiqué pour mon compte des analyses : Jacques Abadie, Catherine Azéma, Geneviève Breton, Marie-Françoise Claisse, Annie Fara, Bernadette Grandjean, Claude Guez, Marguerite Guillerm, Mireille Henny, Catherine Herenstein, Pascale Jullien, Michèle Lassolle, Monique Makowski, Anne Marec, John Nash, Christine Perfus, Francette Peyon, André Puyfaucher, Claudine Richard, Françoise Le Rolland, Dominique Rouy, Anne Saint-Requier, François Saur, Melvin Smith, Guy Streiff, Marie-Anne Taisne, Michelle Tubiana.

(2) - Les feuilles de cette carte concernant le domaine étudié dans cette thèse sont celles de Pont-Croix, Concarneau (= Quimper), Lorient (= Auray), pour les régions proches du littoral. Plus au large, la carte sédimentologique ne sera probablement publiée qu'à une échelle plus petite (1 / 200 000, ou peut-être même seulement 1 / 250 000).

(3) - La confection matérielle de ce volume est une autre de ces tâches serviles qui consomment énormément de temps : la tentative que j'ai faite dans ces pages pour "justifier" en fin de ligne afin d'imiter la typographie traditionnelle ne sera pas continuée dans les chapitres suivants : pour un résultat peu satisfaisant, j'y passe cinq fois plus de temps qu'à une frappe non alignée. Les traditions en matière de présentation matérielle des thèses ayant beaucoup évolué depuis la mise en chantier de ce volume, je me résous donc à présenter un volume non justifié.

Par contre, le temps passé à la confection matérielle des illustrations n'a pas été perdu : au cours de ce travail j'ai souvent été amené à prendre conscience, en les dessinant, de certains phénomènes ou de certaines relations insuffisamment étudiés dans le texte, et à remanier celui-ci.

Toutes les figures ne sont cependant pas mon œuvre matérielle : grâce à l'appui inlassable de Fernand Verger, directeur du laboratoire de Géomorphologie de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, une dizaine de figures ont été entièrement confectionnées dans ce laboratoire par C. Benoît. Les lettres et chiffres de beaucoup d'autres ont été fixés sur ma maquette par les techniciens de ce laboratoire. Enfin, une partie des frais de réduction des maquettes à la taille d'impression a été prise en charge par l'E.P.H.E. ; je remercie F. Verger, C. Benoît, et tous les membres du Laboratoire de Géomorphologie de l'E.P.H.E. pour l'aide si précieuse qu'ils m'ont ainsi fournie.

METHODES ET TECHNIQUES

Le caractère essentiel de la connaissance que nous avons de la morphologie sous-marine est la discontinuité : la topographie elle-même n'est connue que par des lignes de sondage, qui remplacent avantageusement les sondages ponctuels d'autrefois, mais entre lesquelles on ne sait rien. Sur des régions monotones, comme la vasière du large, l'interpolation n'est pas trop hasardeuse : j'ai pu m'y contenter de sondages "réguliers", le long des hyperboles du réseau de radio-navigation Decca (fig. 3, ci-dessous) ; mais sur des fonds rocheux, même des lignes beaucoup plus rapprochées laissent des incertitudes considérables. De même, les points de dragage, si rapprochés qu'on les place, ne donnent qu'une connaissance ponctuelle du sédiment ou de la roche.

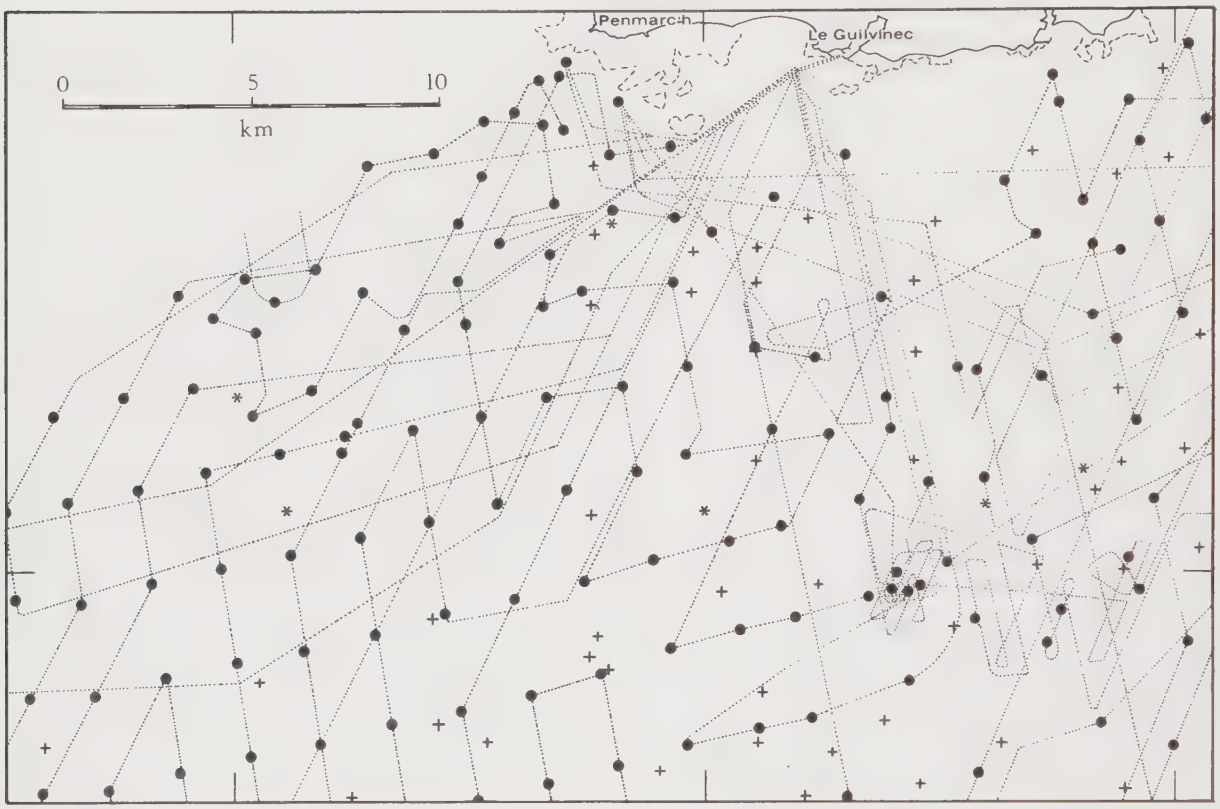


Fig. 3 - Type de répartition des sondages (lignes en pointillé) et des dragages (astérisques : dragages antérieurs à 1962 ; croix : dragages de divers auteurs depuis 1962 ; cercles pleins : dragages de l'auteur). 1 / 200 000. Le réseau, lâche et régulier sur la vasière, devient plus dense auprès des roches.

- An example of the distribution of soundings (dotted lines) and dredgings (asterisks : dredgings made before 1962 ; crosses : dredgings made by other peoples since 1962 ; full circles : dredgings made by the author). 1 / 200 000. The pattern, slack and regular on the mud-plain, gets denser about rocks.

L'interpolation a été réalisée, à partir des donnees recueillies selon des techniques dont on trouvera, si besoin est, la description dans le volume de Pièces Justificatives (Annexe I, sondage. Annexe II, interprétation des sondages. Annexe III, dragages), par la méthode du "modèle", qui repose sur l'idée que les diverses parties d'un ensemble sont liées selon des lois qui permettent de reconstituer l'ensemble selon un "modèle" dont on peut ensuite vérifier la conformité avec la réalité. Les modalités d'emploi de cette méthode soht indiquées dans le volume de Pièces Justificatives, Annexe IV.

Première partie
LA DIVERSITÉ RÉGIONALE

Résumé. La première partie est une description régionale fournissant au lecteur un système de références. La seconde traitera de la dynamique actuelle, la troisième de l'héritage des modelés cénozoïques, et la quatrième, en guise de conclusion, des conditions géophysiques de l'évolution superficielle, qui dictent la place du précontinent breton dans la typologie générale des précontinents. La première partie suit un plan fondé sur la zonation des formes parallélement au littoral actuel.

Il m'a paru nécessaire de placer en tête de ce travail une description régionale, bien que le plan de l'ouvrage ne soit pas, dans son principe, régional : c'est que dans la suite je serai sans cesse amené à évoquer des situations existant en tel ou tel endroit ; il me faut donc d'abord fournir au lecteur un système de références, dans une région jusqu'ici peu connue.

La première partie a aussi pour but de décrire un paysage et de faire ressortir les problèmes qu'il pose. Sans ce préalable, les explications proposées paraîtraient ne répondre qu'à des problèmes théoriques.

J'ai cependant tenté de réduire au strict minimum cette description régionale, dans l'espoir que cette brièveté rendrait plus aisée l'appréhension par le lecteur des imbrications qui existent entre les diverses parties du paysage, et qu'elle m'obligerait à éliminer des détails qui peuvent m'avoir passionné, mais dont la description empêcherait d'avoir une vision claire de l'unité profonde de la région.

Après cette introduction régionale viendront les trois grands "volets" de l'explication morphologique. Je procéderai par régression, en commençant par la dynamique actuelle. Il m'a paru, en effet, plus raisonnable d'examiner d'abord dans quelle mesure l'action actuelle de la mer pouvait rendre compte des formes observées ; cette démarche m'a d'ailleurs conduit à faire à cette action une part sensiblement supérieure à celle à laquelle je m'attendais initialement.

Il reste toutefois de nombreuses formes que la dynamique actuelle ne permet pas d'expliquer, ou dont elle n'explique que les aspects les plus épidermiques : ce sont les reliques de systèmes morphogénétiques anciens. La troisième partie tentera donc de faire la part des systèmes morphogénétiques successifs qui, dans le cours du Cénozoïque et plus particuliérement du Quaternaire, ont affecté cette région aujourd'hui submergée. Pour le Quaternaire, plutôt qu'une succession chronologique, que nous ne pouvons pas établir ici de façon certaine faute de données suffisantes (ce qui n'étonnera personne si l'on se souvient du caractère hautement hypothétique de la quasi-totalité des chronologies quaternaires proposées sur les terres émergées, sauf peut-être pour la dernière phase froide), cette partie tentera de dégager les effets de l'alternance de différents systèmes : modelé sous-marin des périodes de transgression, modelé littoral, modelé subaérien à ruissellement dominant, modelé périglaciaire humide. Mais elle se terminera par le constat que les actions morpho-climatiques attribuées au Quaternaire ne suffisent pas à

tout expliquer : il y a un héritage pré-quaternaire, qui seul peut rendre compte de la disposition d'ensemble des formes et de l'évolution déjà assez avancée de la dissection. Un dernier chapitre, dans la troisième partie, sera donc consacré à l'étude des modelés acquis au Tertiaire et à un essai de chronologie.

PLAN DE LA PREMIERE PARTIE.

La description régionale comporte cinq chapitres, d'inégale importance :

a) l'avant-côte et la partie interne de la plateforme continentale (voir, pp. 242 et 243, les définitions de certains termes employés ici dans un sens plus précis que de coutume) ne sont, d'un point de vue morphogénétique, que des régions aujourd'hui submergées, mais où le modelé continental hérité domine ; le "front des reliefs continentaux" les limite vers le large, ici vers 60 à 90 m de fond. La complication de cette région m'a conduit à la traiter en trois chapitres :

I : l'échine rocheuse prélittorale, qui est traitée en premier parce qu'elle constitue le trait le plus original de la région et que sa présence conditionne l'évolution des régions plus proches de la côte,

II : la dépression prélittorale,

III : l'avant-côte.

b) le plateau continental, au sens strict du terme, seule région qui soit un vrai plateau (chapitre IV).

c) l'escarpement continental (chapitre V), suivi d'un chapitre complémentaire sur la plaine abyssale.

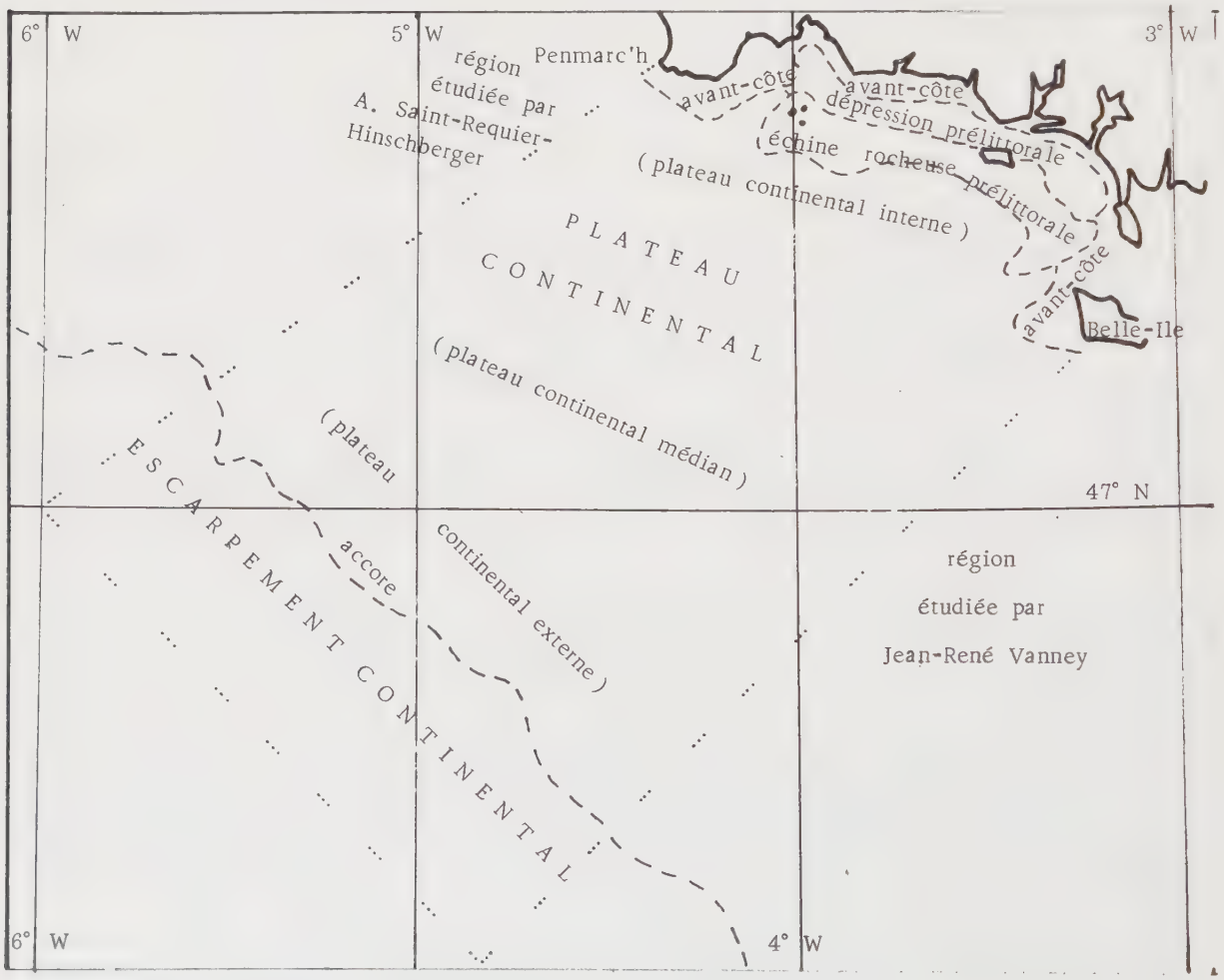


Fig. 4 - Division régionale de la région étudiée. 1 / 1 500 000.
Regional breakdown of the studied region.

Chapitre premier

L'échine rocheuse prélittorale

Résumé. L'échine rocheuse prélittorale, parallèle au rivage, dont elle est distante d'une dizaine de kilomètres, est tronçonnée par plusieurs passes naguère empruntées par des fleuves, et aujourd'hui tapissées de sédiments meubles. L'échine porte des îles, mais, le plus souvent, elle est couverte d'une vingtaine de mètres d'eau. Granites, micaschistes et prasinites y alternent : ce n'est donc pas un relief appalachien, mais une série de horsts alignés le long d'un grand axe anticlinal de direction armoricaine.

Les escarpements qui limitent chacun des blocs soulevés et basculés dérivent de failles qui affectent aussi l'Eocène, et ont donc rejoué au Tertiaire. Ces escarpements sont souvent restés beaucoup plus raides du côté de la dépression prélittorale que du côté du large, ce qui montre que l'érosion marine a joué un rôle important dans leur façonnement. Les escarpements face au large sont irréguliers et chaotiques dans les granites, alors que dans les micaschistes ils prennent l'aspect de versants régularisés, ou un peu chicoteux, à pentes très faibles, couronnés par des corniches évoquant des falaises.

L'échine rocheuse prélittorale (parfois aussi appelée "dorsale prélittorale", ce qui peut prêter à confusion) s'étend, de Quiberon aux îles de Glénan, sur environ 75 km. Elle est approximativement parallèle au rivage, et son escarpement face à la terre ferme s'en trouve à une distance de 6 à 14 km. Le commandement, du côté de la dépression prélittorale, varie de quelques mètres (Basse du Caudan) à 70 m (île de Groix) ; du côté du large, il n'est jamais inférieur à 30 m, et peut atteindre 100 m (au Suroît de Pen-Men). L'échine comprend des terres émergées, dont les principales sont l'île de Groix et la partie rocheuse de la presqu'île de Quiberon (à l'Est de laquelle elle se prolonge vers Houat et Hoedic) qui, sous forme de plateaux tabulaires, dépassent toutes deux 40 m d'altitude. Au contraire, les îles de Glénan sont généralement basses, et portent des collines dont la plus haute culmine vers 18 m N.G.F. En deux autres endroits, les roches de l'échine viennent très près de la surface : aux Birvideaux, où elles émergent à basse mer et portent un phare, et à la Basse Jaune, où, toujours couvertes par au moins quelques décimètres d'eau, elles sont signalées par des bouées. Ailleurs, leur profondeur est plus grande : une quinzaine de mètres à la Basse Doun et à la Basse Moullec (c'est du moins ce qu'indique pour cette dernière la carte marine, mais personnellement je n'y ai jamais trouvé le fond à moins de 23 m), 25 à 30 m ailleurs.

L'échine est tronçonnée par des vallées plus ou moins larges, qui ont, presque toutes, servi à une époque ou à une autre, de passage à des cours d'eau, lors des régressions cénozoïques. D'autres vallées séparent la dorsale de l'avant-côte (à son extrémité occidentale, entre les îles de Glénan et les roches de Lesconil et Loctudy) et de Belle-Ile. Cette dernière île est le point émergé le plus occidental d'une seconde échine rocheuse, moins bien marquée dans le paysage actuel, qui semble aller

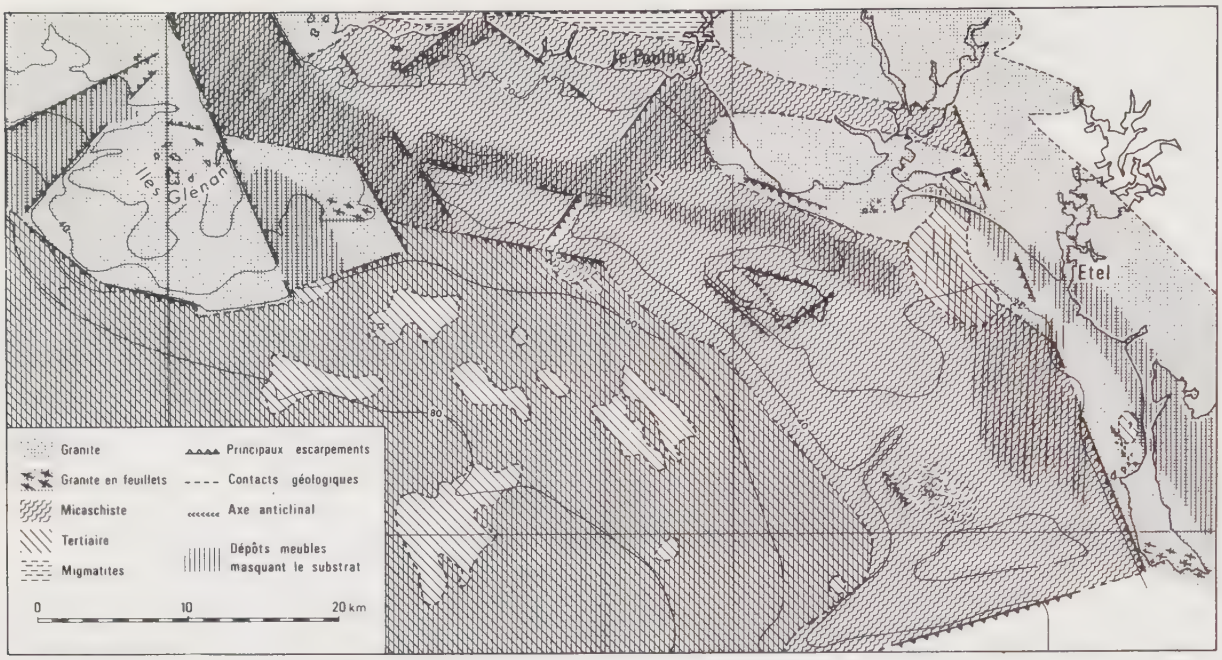


Fig. 5 - Croquis géologique de la région périlittorale. 1 / 500 000.
- Outline of the geology of the perilittoral region.

rejoindre Noirmoutier. Nous verrons plus loin (Chap. IV, Section I, p. 39) que l'influence de cette seconde échine rocheuse se marque encore, à l'Ouest de Belle-Ile, par le maintien à l'affleurement de roches éocènes.

Ces deux échines sont dues, en effet, à des mouvements tectoniques tardifs, comme l'avait déjà montré A. GUILCHER (1948, p. 382), dont les propositions d'axes tectoniques ont été reprises, tout récemment encore, par l'équipe du B.R.G.M. qui s'intéresse à la géologie semi-profonde du précontinent sud-armoricain (1). De même, les prospections sismiques opérées avec des levés beaucoup plus rapprochés par l'équipe du Laboratoire de Géologie Marine de Nantes, et auxquelles j'ai été associé à partir de 1970 (2) ont permis de confirmer, mais surtout de préciser et éventuellement de modifier, ces idées sur l'organisation tectonique de la région.

Pour l'échine prélittorale, cette tectonique d'âge tertiaire (je tenterai d'en préciser l'âge dans la IIIème partie, Chapitre III) est partout cassante, et reprend dans les grandes lignes les directions des cassures associées à l'anticlinal de Cornouaille (3) et celles organisées parallélement au "décrochement Kerforne". La plupart de ces cassures sont légérement courbes, en plan, mais s'organisent autour de trois directions, dont les azimuts en degrés sont : 110, 145, 200.

(1) Voir notamment : BOUYSSE & HORN, 1971. Je remercie l'équipe du B.R.G.M. de sa coopération, qui s'est manifestée aussi bien lors de nos rencontres sur le terrain ou des séances de travail au cours desquelles nous avons confronté nos découvertes, que par la communication de résultats inédits et la détermination de l'âge de roches sédimentaires. Ces remerciements vont plus particuliérement à MM. Andreieff, Bouysse, Horn, Le Gorgeu, l'Homer et Scolari.

(2) Voir : DELANOE, DIEUCHO & PINOT, 1972. Je remercie le Professeur Ottmann d'avoir suscité cette collaboration quasi-quotidienne, qui s'est révélée très fructueuse grâce à la mise en commun des moyens et des réflexions. Ma gratitude va à tous les membres de l'équipe, et plus particuliérement à Yann Delanoë et Alain Dieucho, mais aussi à d'autres membres de la Section de Géologie de l'U.E.R. des Sciences de la Nature de Nantes, pour l'aide qu'ils nous ont fournie par des déterminations de roches ou d'âge, tels MM. Margerel et Lasnier, ainsi que, pour leur participation aux travaux à la mer, à MM. Brisson, Etchecopar, Gallenne, le Touzo, Mitre et Moguedet.
Je profite de cette note infrapaginale pour remercier aussi M. Grassy, Services et Instrumentation Géophysiques, 44 - Bouvron, pour l'intérêt qu'il a porté à nos travaux et son inlassable patience à la mer.

(3) COGNE, 1960.

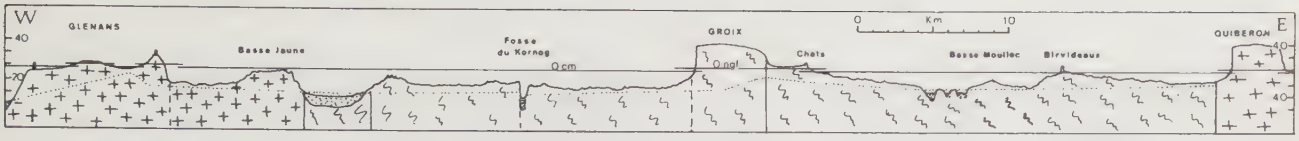


Fig. 6 - Coupe géologique longitudinale de l'échine rocheuse prélittorale. 1 / 500 000.
(le trait pointillé est le profil de la dépression prélittorale située en arrière)
- Geological section along the prelittoral rocky ridge. 1 / 500 000. H = x 80
(the punctuated line is a profile along the prelittoral depression on the rear side)

La carte géologique de la page précédente (fig. 5) et la coupe ci-dessus (fig. 6) montrent que l'échine rocheuse est faite de roches variées : aux Iles de Glénan et à la Basse Jaune, ce sont des granites leucocrates, en massifs, dont les affleurements se prolongent bien plus au Sud pour les Glénans que pour la Basse Jaune. Dès la bouée de la Basse Jaune, ce sont des micaschistes, à des degrés divers de métamorphisme, qui se prolongent jusqu'au pied de l'île Téviec (au Nord de Quiberon). A Groix et à la Basse Moullec, il s'agit localement de prasinites, qui font saillie au-dessus des micaschistes moins résistants. A Quiberon enfin, il s'agit à nouveau de granites, en feuillets dans la partie Sud, en massif ailleurs. Cette diversité lithologique montre qu'il ne saurait s'agir d'un relief appalachien, et les prospections sismiques ont en effet confirmé la présence de failles au voisinage de la plupart des escarpements actuels, et notamment à la base de ceux qui dominent la dépression prélittorale. Du côté du large, les escarpements de faille ont beaucoup plus reculé, et ont été façonnés en des versants à pente constante, mais très faible, hérissés de menus chicots, qui, à beaucoup de points de vue, évoquent des plates-formes d'abrasion littorales. Le processus de leur façonnement sera étudié dans la deuxième partie, chapitre IV.

Plutôt qu'un horst unique, l'échine rocheuse est un chapelet de horsts, car d'assez nombreuses failles transversales (orientées au 145 ou au 200, parallèlement au décrochement Kerforne ou perpendiculairement à l'anticlinal de Cornouaille) la tronçonnent. L'existence de ces failles, qui pouvait être supposée d'après la seule morphologie, a été confirmée par les prospections sismiques, qui ont montré aussi qu'elles affectaient localement les dépôts du Lutétien supérieur. Elles ont donc rejoué au Tertiaire, mais elles reprenaient les tracés d'accidents cassants hercyniens, et plusieurs d'entre elles mettent en contact granites et micaschistes, ce qui implique un rejet hercynien de plusieurs kilomètres.

Parfois, ces failles transversales déterminent des fossés d'effondrement aux bords paralléles, comme c'est le cas pour le "Chenal de l'Ile Verte", entre la Basse-Jaune et la Basse Doun ; il est vrai que dans ce cas précis il n'est pas, dans l'état actuel des choses, possible de savoir si seule la faille orientale a joué au Tertiaire, ou si elles ont joué toutes les deux. En effet, la faille occidentale met en contact granites et micaschistes, et le dégagement de l'escarpement au contact pourrait être l'œuvre de l'érosion différentielle ; à l'heure actuelle, nous ne connaissons pas d'Eocène dénivelé par cette faille. Dans d'autres cas, les failles transversales soulèvent encore plus certains compartiments, soit le long de l'échine rocheuse elle-même (l'île de Groix est l'un de ces compartiments), soit latéralement : au Nord de la masse principale des fonds rocheux, le relief oblique dit "Baz ar Vretoned" (Basse des Bretons) me semble être un de ces horsts annexes. Il est l'objet d'une traversée en cluse par la vallée submergée du Blavet, et il apparaît sur le profil ci-dessous (fig. 7) au km 20 du profil ; il est ici nettement détaché de l'échine rocheuse principale, qui s'étend sur ce profil du km 13 au km 18.
Voir la Fig. 12, p. 22.

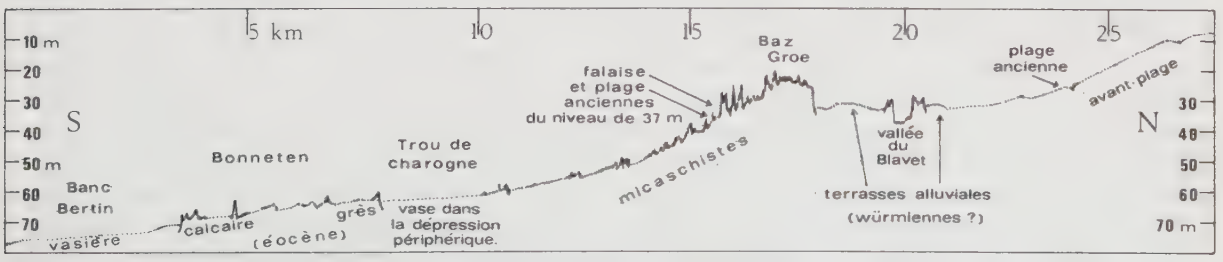


Fig. 7 - Profil topographique à travers l'échine rocheuse prélittorale et ses enveloppes. Echelle horizontale moyenne : 1 / 220 000. Echelle verticale : 1 / 2 500. Exagération : 90 fois env.
- Topographic profile across the rocky ridge, and surroundings areas. Approximate horizontal scale : 1 / 220 000. Vertical scale : 1 / 2 500. Vertical exaggeration : 90 : 1.

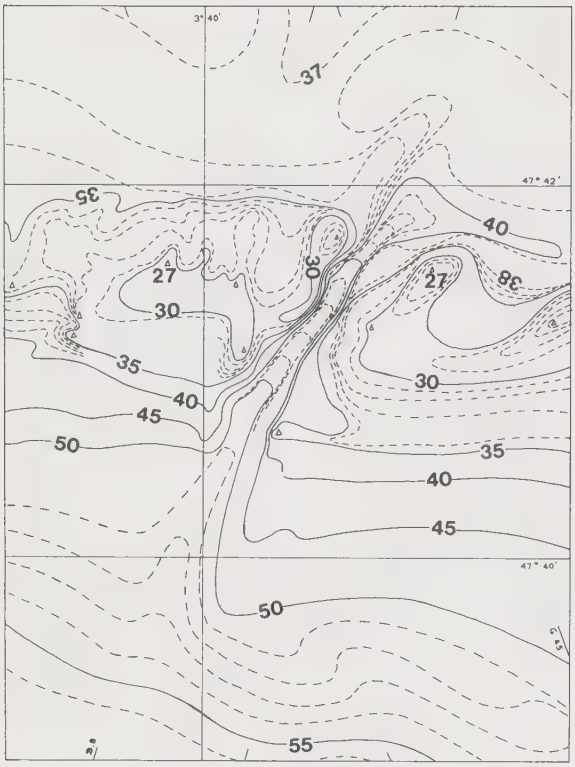


Fig. 8 - La fosse du Kornog. 1 / 75 000.

- Kornog Deep. 1 / 75 000.

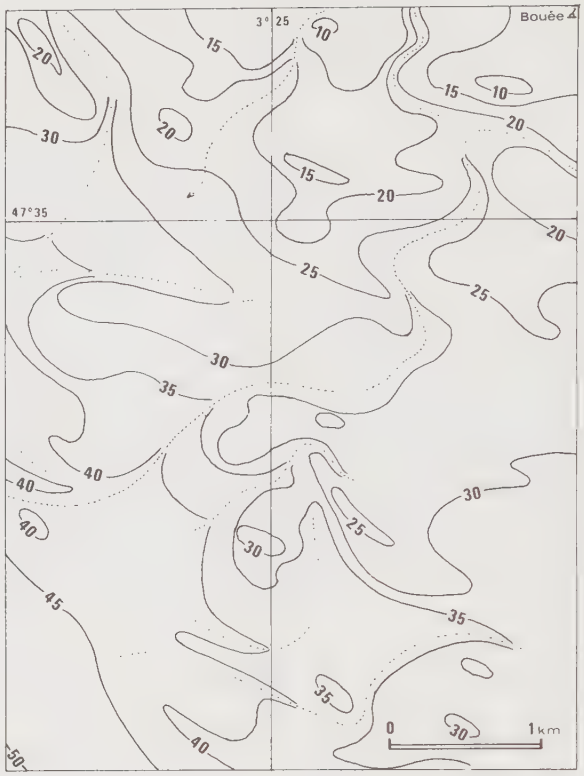


Fig. 9 - Roches au Sud de la Basse des Chats. (Sud-Est de Groix). 1 / 50 000.

- Rocky bottom, South of Basse des Chats. (South-East of Groix Island). 1 / 50 000.

Parfois, au contraire, les failles transversales n'ont fait que constituer des lignes de faiblesse dans la roche, et la zone de broyage a été exploitée, soit par l'érosion marine (les courants de marée par exemple), soit par l'érosion subaérienne (ruissellement concentré). Le cas le plus remarquable en est la Fosse du Kornog (ou "Travers du Port de Doëlan"), dont la faille directrice est orientée au 205 environ et prolonge, à mon avis, celle qui forme l'axe du port de Doëlan (fig. 8 ci-dessus) : la zone de broyage a ici été exploitée surtout sur la rive gauche en amont, surtout sur la rive droite en aval, par le Blavet pléistocène, lors d'une phase régressive récente.

Là où aucune faille importante n'a rejoué au Tertiaire, le modelé est plus anarchique. C'est le cas pour les fonds rocheux situés au Sud-Est de Groix, au Sud de la Basse des Chats (fig. 9 ci-dessus) : les accidents topographiques sont ici constitués d'une part par des littoraux quaternaires, avec quelques falaises mortes et de rares accumulations de plage, d'autre part par les vallées de quelques rivières "autochtones", nées sur ces fonds rocheux eux-mêmes au cours des régressions, et décrivant des cours sinueux en fonction des réseaux de cassures mineures.

A l'heure actuelle, l'échine rocheuse prélittorale est dépouillée de sédiments sur tous ses sommets, et n'en comporte que dans quelques couloirs tapissés de sables coquilliers et dans quelques vallées encaissées où se maintiennent des vases. Seul le chenal de l'Ile Verte est assez large et assez profond à la fois pour être largement revêtu de vases assez peu sableuses, et servir de lien biologique entre la grande vasière et la dépression prélittorale. Comme il est vraisemblable qu'au cours de ses longues périodes d'émersion cette échine rocheuse a été maintes fois l'objet d'une évolution pédologique génératrice de matériaux meubles, on doit donc s'attendre à retrouver ces matériaux en contre-bas, soit dans la dépression prélittorale, soit sur le plateau continental. Enfin, l'échine rocheuse joue un rôle essentiel dans l'évolution morphologique du littoral, de l'avant-côte et de la dépression prélittorale, en diminuant sensiblement l'énergie des houles longues, ce qui permet à la vase de se maintenir dans la dépression, et à des sables relativement fins de constituer quelques belles plages sur la côte.

Chapitre II

LA DEPRESSION PRELITTORALE

Résumé. La dépression prélittorale s'étend de Beg-Meil à Quiberon. Les profondeurs maximales y sont comprises entre 17 m (au droit de Gâvres) et 45 m (près du Chenal de l'Ile Verte) ; le plus souvent, elles sont voisines de 30 ou 35 m. Les parties le mieux protégées contre les houles d'Ouest sont tapissées de vase fine ou sableuse, les moins profondes de sables minéraux. Les roches encadrantes, et celles qui accidentent la dépression, fournissent des sables coquilliers issus de la dégradation de leur épifaune. Les fleuves qui ont emprunté cette dépression lors des régressions cénozoïques y ont laissé des vallées, plus ou moins colmatées depuis, et des terrasses alluviales, dont certaines ont été remaniées en plages lors d'épisodes littoraux.

La dépression prélittorale, protégée par la dorsale, n'existe que de Beg Meil à Quiberon. Elle comporte (fig. 10, p. 20) d'Ouest en Est :

- la baie de Concarneau, dont les plus grandes profondeurs (30 m environ), vaseuses, sont proches des reliefs occidentaux (Ile aux Moutons, Iles de Glénan) alors qu'en se rapprochant de la côte le fond se relève et devient progressivement plus sableux. Le rebord de la "terrasse à maerl" forme ici la limite entre la dépression et l'avant-côte.
- la vasière de Trévignon, qui communique largement avec la vasière du large (ou "grande vasière") par le Chenal de l'Ile-Verte. Elle est tapissée de vases molles, et même, dans le Sud où se trouvent les plus grands fonds (35 à 40 m), de vases très molles sous lesquelles un sondeur ordinaire permet de distinguer le substrat de vases plus sableuses ou de sables.
- le couloir au Nord de la Basse du Caudan, ancienne vallée fluviatile déjà partiellement abandonnée lors de la dernière régression. Il est encombré, entre les terrasses fluviatiles qui le flanquent, par des sables coquilliers fournis par les roches voisines, avec, dans les creux (vers 40 à 43 m), de petites taches de vase. Mais, étiré Ouest-Est, il est pris en enfilade par certaines houles longues, et de ce fait les dépôts qui le tapissent sont inhabituellement grossiers.
- la baie du Pouldu, où l'héritage fluviatile et littoral est bien conservé (fig. 12, p. 22),
- les Coureaux de Groix, où la dépression se rétrécit entre les terres émergées. Mieux protégée, la dépression est ici plus envasée, mais cet envasement est en partie d'origine anthropique, car on y rejette les vases draguées dans la rade de Lorient, et la présence de bancs de maerl mort (parce qu'envasé récemment) montre que l'étendue des vasières s'est accrue pendant ces dernières décennies. La vallée axiale est bien marquée, et porte le nom de "Fosse du Talud".
- un seuil, au droit de l'embouchure actuelle du Blavet. La profondeur de l'axe de la dépression se relève ici jusqu'à 17 m. Les dépôts prélittoraux actuels de la barre d'estuaire (alias "delta sous-marin") située au débouché des goulets constituent le terme le plus récent d'une série estuarienne discontinue, dont les dépôts les plus anciens semblent être ceux d'âge yprésien, connus à l'Est de Gâvres.

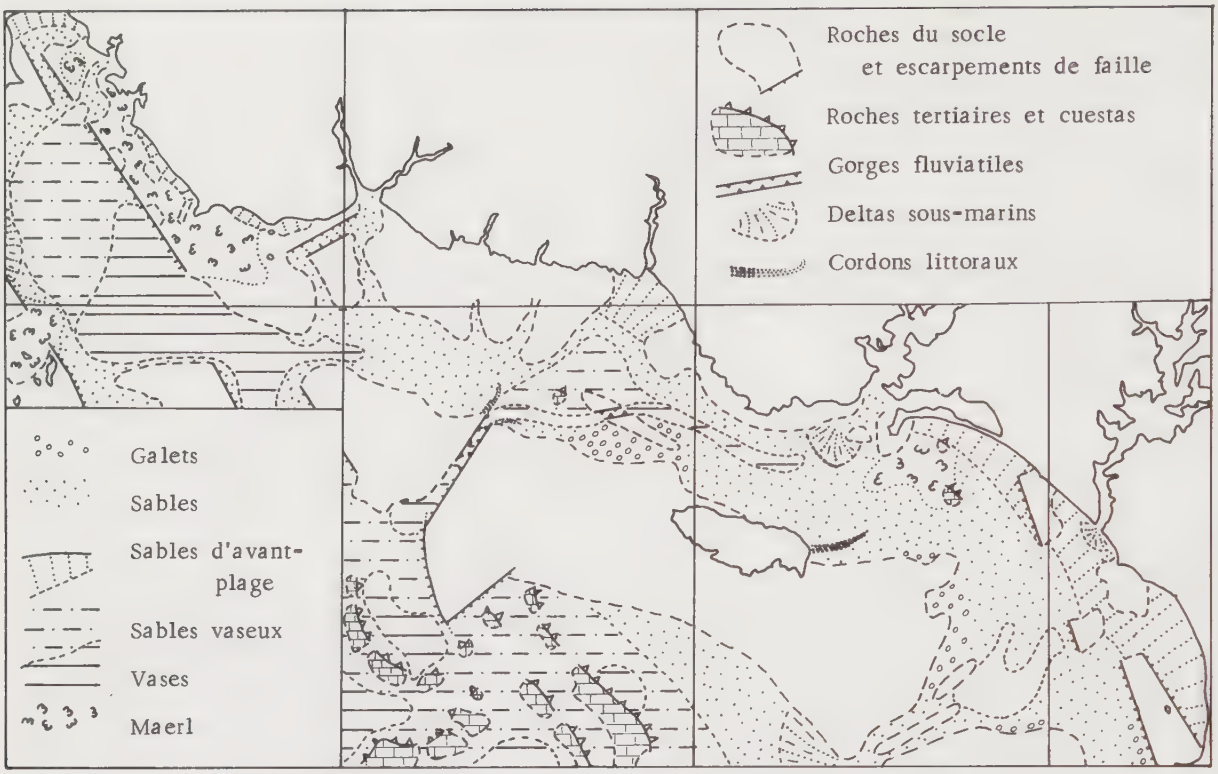


Fig. 10 - Les fonds de la dépression prélittorale. Morphologie et sédimentologie. 1 / 400 000.
- Morphology and sedimentology of the bottom of the prelittoral depression.

- enfin, le bassin d'Etel, envasé dans ses parties les plus profondes, qui serviront plus loin (fig. 11, p. 21) d'exemple de vasière prélittorale. De nombreux reliefs peu importants sont ici hérités de bien des périodes de sédimentation fluviale ou pro-fluviale, du Tertiaire inférieur à nos jours.

Les dépôts actuels de la dépression sont dictés par l'efficacité de la protection contre les houles longues d'Ouest ou de Sud-Ouest, assurée par les reliefs de l'échine rocheuse prélittorale. Les vases, partout disponibles, ne peuvent se maintenir durablement que dans les régions protégées, et cette protection est d'autant moins efficace que le relief protecteur est plus éloigné : c'est souvent au pied même des roches que se trouvent les vases les plus fines, et que les dépôts vaseux s'étendent jusqu'aux profondeurs les plus faibles.

Mais les reliefs agissent également comme fournisseurs de débris coquilliers : tous sont ourlés de sables coquilliers, sur une largeur plus importante du côté "sous-le-vent" ; par exemple, le flanc Nord de la Basse Doun est longé par une banquette de sables coquilliers dépassant parfois le kilomètre de largeur.

Du côté du littoral, c'est l'orientation de la côte qui dicte la façon dont se fait le raccord entre la dépression et l'avant-côte. Cette orientation varie en fonction de l'alternance des failles orientées au 110 avec celles orientées au 145 : c'est la "côte à redans" décrite par A. Guilcher (1948). Les segments qui font face aux houles dominantes ont des plages, prolongées par de longues pentes qui viennent mourir dans le fond de la dépression. Les segments obliques par rapport aux houles ne peuvent pas retenir les sables, qui sont entraînés par la dérive littorale, et leurs roches nues, dépouillées par la mer de tout manteau d'altérites, comme de tout sédiment allochtone, forment des gradins dont les plus bas, seuls, sont ennoyés sous les dépôts de la dépression.

On peut distinguer, schématiquement, quatre types de fonds dans cette dépression :
- les fonds vaseux (vase fine ou vase sableuse) dans les parties abritées (souvent d'anciennes vallées),
- les fonds sableux à sables minéraux, au pied des grandes plages du littoral ; ils seront étudiés avec l'avant-côte, dans le chapitre suivant,
- les accumulations de sables coquilliers à proximité des roches,
- les fonds reliques, irréguliers, souvent hétérométriques, résultant d'une morphogénèse plus ou moins ancienne. Il n'en sera donné qu'un exemple, pris dans l'anse de Pouldu (fig. 12, p. 22).

Je n'étudierai ici que les deux types les plus spécifiques : les vases et les fonds reliques.

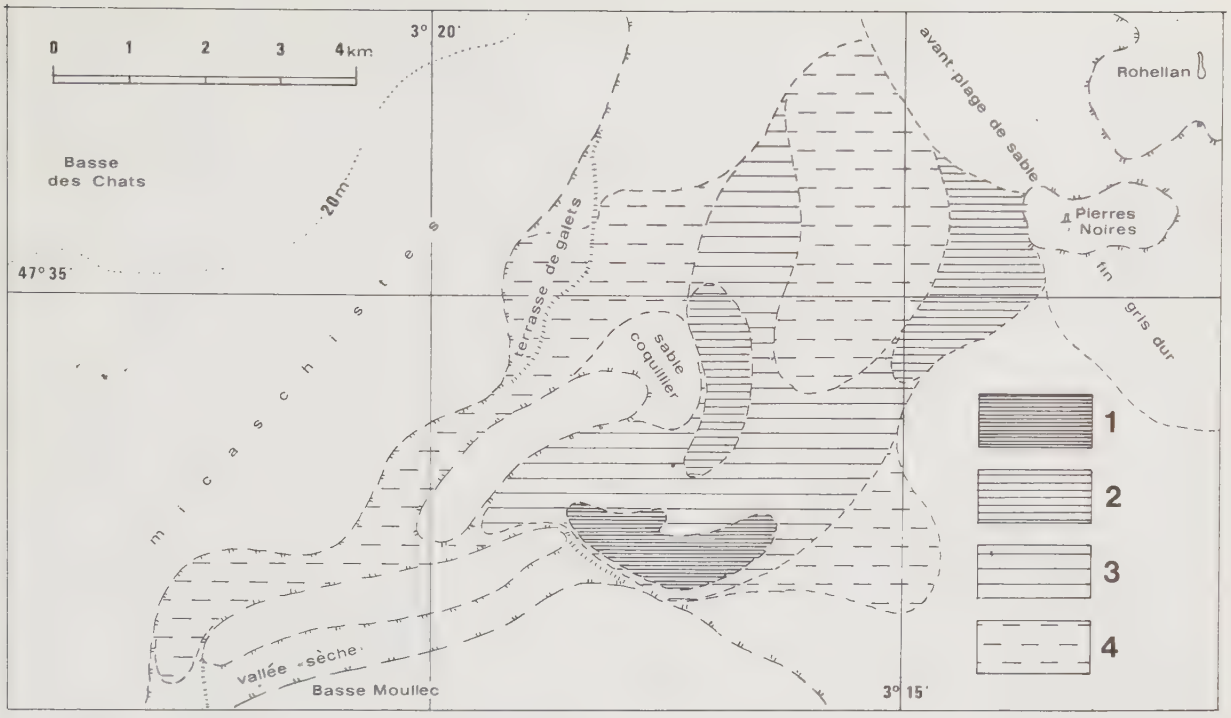


Fig. 11 - Vases du centre du bassin d'Etel. - Muddy grounds in the middle of Etel basin.
1/100 000. Les trames indiquent les teneurs en pélites. Shadings for lutitic content.
1 = 75 - 100 % 2 = 25 - 50 % 3 = 5 - 25 % 4 = 1 - 5 %

LES FONDS VASEUX : exemple du bassin d'Etel.

Les vases situées devant Etel, dans les fonds de 25 à 35 m, occupent les parties les plus déprimées d'un réseau de vallées naguère façonné par la rivière d'Etel d'une part, et par de petits ruisseaux drainant les reliefs rocheux à l'Est de Groix, d'autre part. On ne trouve les vases qu'en contre-bas de l'étage occupé par les sables minéraux (sables fins gris durs) de l'avant-côte d'Etel, c'est-à-dire, à mon sens, au-dessous du niveau jusqu'auquel se fait sentir l'influence des houles dominantes d'Ouest et de Sud-Ouest. Les interfluves (souvent les lambeaux, très démantelés, de terrasses alluviales) et les restes de terrasses latérales (par exemple la terrasse de galets accolée aux roches situées plein Est de la Basse des Chats) sont un peu contaminés par ces particules fines, qui n'y dépassent pourtant pas la teneur de 5 %. Les vallées proprement dites sont plus vaseuses ; mais ce n'est que dans la partie la plus profonde de l'un des méandres de la vallée principale que le taux dépasse, sur un km^2 environ, 75 %. Ailleurs, il n'atteint nulle part 50 %. Dans les vallées, ces pélites (j'utilise ce terme pour désigner les particules de moins de 50 microns de largeur) sont mêlées à des sables fins (ce terme recouvre l'ensemble des particules de 50 à 315 microns, mais ici seules les plus petites d'entre elles, entre 50 et 125 microns, sont abondamment représentées ici) qui me paraissent faire partie du même apport et être, comme les pélites, remaniées lors des tempêtes. Sur les tertres voisins, où l'ensemble fin (pélites et sables fins) est surajouté à un substrat antérieur, il s'insinue entre les vides d'un sédiment souvent assez grossier, sans parvenir à le voiler : il semble donc que le sédiment fin soit de temps à autre remis en suspension, et ne se maintienne que là où il est protégé par des particules plus grossières. Souvent, ce substrat antérieur est une "gravelle" (ce terme n'a pas pour moi une valeur granulométrique rigoureuse, et s'applique ici à un mélange de sable grossier et de menu gravier, disons entre 1 et 4 mm de largeur, qui se rencontre assez fréquemment dans la région que j'ai étudiée, et abrite souvent une endofaune caractéristique), dont les éléments sont roulés ; ce sédiment probablement fluviatile à l'origine, paraît avoir été remanié par la mer comme l'ont montré quelques carottages que j'y ai pratiqués : c'est ainsi qu'immédiatement à l'Est du petit épandage de sable coquillier indiqué sur la fig. 11, l'ensemble fin n'a que 20 cm d'épaisseur (plus précisément, n'avait le 13 mars 1966 que 20 cm, car je suppose que cette épaisseur varie saisonnièrement : ce problème sera discuté dans la seconde partie, chapitre II) et repose sur une gravelle dont la partie supérieure est infiltrée de vase, mais devient propre vers 60 cm sous la surface. Elle est mêlée de coquilles marines émoussées, de plus en plus abondantes vers la base du carottage (qui se termine vers 160 cm), tandis que le sédiment passe progressivement à un gravier vrai (de 2 à 20 mm de largeur).

Le lien entre le maintien de la fraction fine superficielle et l'amortissement des houles longues par les obstacles rocheux est très sensible dans le remplissage des deux vallées parallèles qui ont servi successivement d'émissaires aux rivières qui traversaient la dépression. La plus méridionale de ces vallées, immédiatement au Nord de la Basse Moullec, qui fut délaissée par l'écoulement fluvial lors de la dernière régression, au profit de sa compagne, et de ce fait a été moins creusée qu'elle, qui de plus est orientée face à l'Ouest-Sud-Ouest, c'est-à-dire face aux houles dominantes, qui est presque rectiligne, et qui débouche sur un avant-pays sédimentaire, est tapissée de gravelle propre. Sa compagne septentrionale, plus profonde, plus sinueuse, protégée à son débouché par un relief rocheux, est colmatée de gravelle légèrement envasée.

Des observations identiques pourraient être faites presque partout dans la dépression, et le lecteur pourra se reporter aux deux feuilles de la Carte Sédimentologique des Côtes de France au 1/100 000, Lorient et Concarneau, entre lesquelles est partagée la dépression.

Les vases de la dépression sont donc en équilibre avec la dynamique actuelle, ou du moins leur disposition incite à le penser. Ce problème, ainsi que celui de leur origine, et celui de leurs rapports actuels avec les vases des estuaires et celles de la vasière du large, sera traité dans la seconde partie, chapitre III.

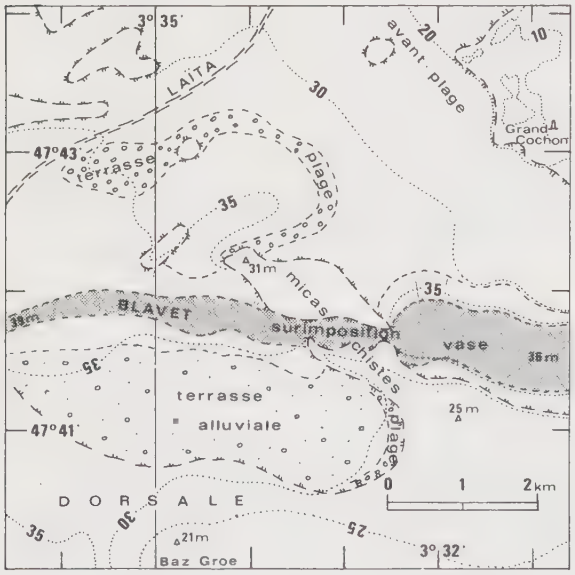


Fig. 12 - Vallées et terrasses de l'anse du Pouldu. 1/100 000.
- Valleys and terraces, Pouldu bay.

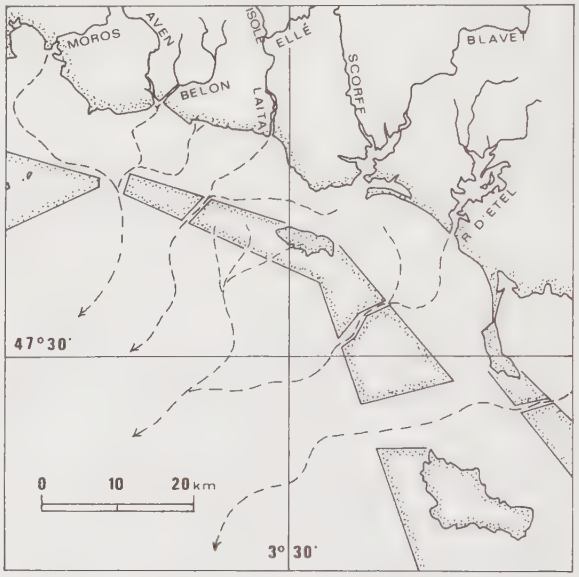


Fig. 13 - Drainage préflandrien. 1/1 000 000.
- Preflandrian drainage.

LES FONDS RELIQUES : exemple de l'anse du Pouldu.

Au Sud du Pouldu, la vasière présente les mêmes caractéristiques que devant Etel : vase molle homogène dans le plus profond de la vallée, vase sableuse sur les replats voisins. Mais ici la vallée est encaissée, et le contact entre les deux facies est franc, souligné par des escarpements partiellement couverts de sables coquilliers propres. La vase s'insinue vers le large par la Fosse du Kornog, au débouché de laquelle, dans les fonds de 52 m environ, elle fait place à une gravelle propre qui la sépare de la vasière du large.

Les replats, entre 30 et 35 m (voir le profil topographique, fig. 7, p. 17) paraissent issus d'un alluvionnement hétérométrique, assez grossier dans l'ensemble, qui évoque les terrasses néo- et tardi-würmiennes observables sur les terres émergées voisines. D'assez nombreux chicots rocheux émergent de ce remblaiement, sous lequel le fond rocheux se trouve parfois à des profondeurs de 60 à 70 m, comme l'ont montré les profils sismiques (Bouysse & Horn, 1968, Delanoë, Dieucho & Pinot, 1972), ce qui implique que le relief ennoyé sous le remblaiement fluviatile était fort différencié. L'histoire géologique, telle qu'elle ressort de l'exploitation des prospections sismiques, est fort complexe, et sera discutée dans la troisième partie, chapitre V. Parmi ceux de ses résultats qui se manifestent encore en surface, on retiendra seulement le fait que le Blavet, après avoir coulé sur une terrasse alluviale vers 34 m, s'est encaissé dans cette terrasse et a ainsi tranché en une cluse étroite la Basse des Bretons, horst de micaschistes que cette terrasse avait masqué complétement et qui me paraît en cours d'exhumation.

Chapitre III

L'AVANT-CÔTE

Résumé. Aux profondeurs où les vagues sont le plus efficaces, immédiatement devant le littoral, trois types d'avant-côte alternent en fonction de l'exposition :
1) Devant les segments de côte battus obliquement, les sédiments ne peuvent se maintenir aux faibles profondeurs : la roche est nue, dépouillée de ses altérites, et les sables s'accumulent en contre-bas, en éboulis ou en plaines.
2) Devant les côtes qui font face aux houles, les sables des plages se prolongent jusqu'à la dépression prélittorale, avec des échanges de matériau entre plage et avant-côte, le long de pentes sédimentaires faibles et régulières. Les embouchures déterminent la formation de barres d'estuaire.
3) Lorsque l'avant-côte est faiblement immergée, elle est tapissée de sables coquilliers en mode abrité, d'algues calcaires en mode assez battu.

Selon leur orientation, face aux houles dominantes ou obliquement par rapport à elles, les divers segments de la "côte à redans" retiennent ou non les sédiments littoraux (voir p. 20). Mais outre cette opposition fondamentale, des nuances sont apportées par la disposition tectonique propre à chaque segment. On se souvient en effet que toute cette région a été affectée au milieu du Tertiaire par le rejeu de failles hercyniennes (voir p. 17) et que chaque compartiment limité par ces failles a basculé d'un côté ou de l'autre.

Lorsque le bloc a basculé vers la mer, sa surface plonge progressivement sous les eaux, et les profondeurs restent médiocres jusqu'à une certaine distance vers le large. C'est le cas du Cap Caval, et celui de la côte entre Concarneau et Trévignon. Si une avant-côte de ce type est fortement battue, la roche saine y est mise à nu partout, et l'on obtient des fonds "chicoteux" très accidentés, avec de rares couloirs sableux (exemple : les roches du Guilvinec et de Lesconil). Si elle est bien protégée contre les houles du large (par sa position ou par sa grande largeur), les pointements de roche saine sont encadrés par des sables minéraux ou coquilliers et l'on obtient une "plate-forme à écueils" (exemple : la baie de Bénodet). Si elle est exposée à des houles déjà atténuées, et que les eaux y soient claires, elle forme un milieu propice au développement des algues calcaires (diverses espèces de lithothamniées, que je grouperai ci-après sous leur nom breton de maerl) qui tapisseront alors complétement le fond en formant une "terrasse à maerl" ourlant le littoral (exemple : la côte autour de la pointe de Trévignon).

Lorsque la faille limitant le bloc vers le large est très proche de la côte (cas de Penmarc'h et de Quiberon) ou lorsqu'il s'agit d'un escalier de failles (cas du littoral entre Trévignon et le Pouldu), ou bien encore quand le basculement du bloc vers la mer a été très marqué (cas de Gâvres), bref, lorsque le substrat rocheux est en forte dénivellation immédiatement devant la côte, on voit au contraire se dessiner très nettement le contraste entre les côtes sableuses et les côtes rocheuses, entre les avant-côtes à glacis sableux et celles à chicots rocheux.

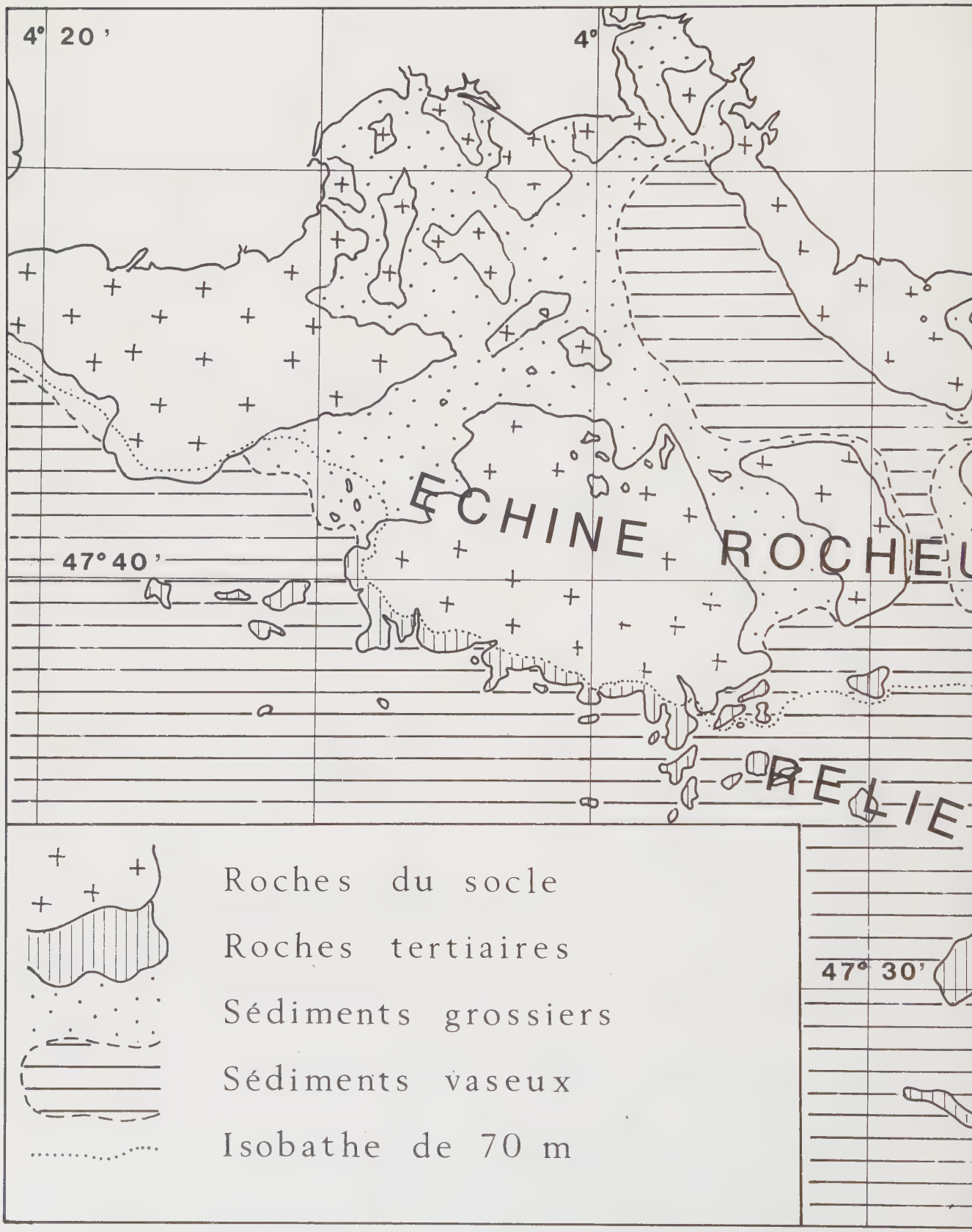


Fig. 14 - Les régions périlittorales. 1 / 250 000

Fig. 14 - The perilittoral regions. 1 / 250 000

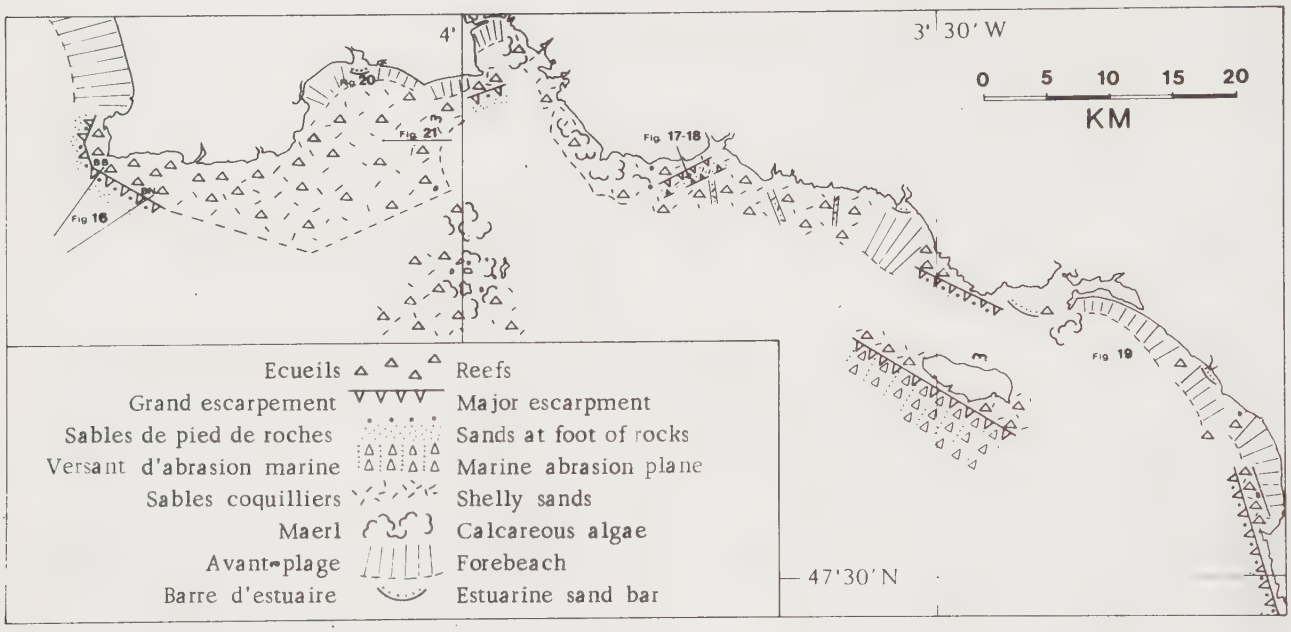


Fig. 15 - Types d'avant-côte. Foreshore types. 1 / 600 000.

Les avant-côtes fortement et obliquement battues sont donc faites de roche nue quelle que soit leur largeur, et elles seront regroupées dans la première section de ce chapitre.

Les avant-côtes qui font face aux houles et dont le bâti rocheux est en forte pente vers le large sont largement couvertes de sable et formeront la seconde section.

Les avant-côtes larges et peu submergées, où s'accumulent sables coquilliers et maerl, formeront la troisième section.

L'avant-côte rocheuse

L'avant-côte rocheuse est difficile à étudier : d'une part il est difficile d'y conduire un bateau de recherches en raison de la faible profondeur d'eau, et de la présence d'écueils nombreux que souvent aucune perche ne signale : la carte de la figure 17, page 28, a coûté au Gwalarn un séjour de deux heures sur la cîme de l'un de ces écueils ; d'autre part, la complexité des fonds rocheux est telle que dans l'état actuel de nos techniques il est à peu près impossible de s'en faire une idée complète (cette même carte de la figure 17, qui ne couvre que moins d'1 % de l'avant-côte étudiée, nous a pris plusieurs jours ; elle a été levée au 1 / 10 000, avec un passage tous les 150 mètres ; or, il suffit de se demander quelle idée on aurait d'un estran rocheux si on ne le connaissait que par un profil topographique tous les 150 mètres pour prendre conscience de l'insuffisance de ce type d'approche ; mais, le plus souvent, je n'ai sur l'avant-côte qu'une bande de sondeur tous les 800 mètres, parfois même une tous les 1600 mètres !).

L'étude des fonds rocheux eux-mêmes s'est donc limitée à l'établissement d'une carte bathymétrique d'ensemble et à l'étude un peu plus détaillée de quelques fonds typiques. L'essentiel de l'effort a porté sur les sédiments, bien qu'ils ne couvrent qu'une faible part des avant-côtes de ce type, parce qu'il m'a paru important de comprendre ce que deviennent les sédiments qui ne peuvent se maintenir sur ces fonds-là.

La disposition tectonique et la nature des roches permettent de définir plusieurs types d'avant-côte rocheuse : une grande faille au large, unique ou paraissant telle, déterminant un escarpement unique de plusieurs dizaines de mètres, peut créer, en fonction de la lithologie, deux paysages : dans les micaschistes, l'escarpement de faille a été fortement érodé, chanfreiné, pourrait-on dire, et a donné naissance à une pente douce, çà et là hérissée de chicots, mais sur laquelle les sédiments peuvent aller et venir (c'est le cas sur le flanc externe de la dorsale, au pied de l'île de Groix) ; dans les granites, l'escarpement n'a guère reculé, une fois la roche saine mise à nu partout ; il est resté très raide, tel que les sédiments ne peuvent pas le remonter, et doivent donc s'accumuler au pied (c'est le cas sous Penmarc'h, voir fig. 16, page suivante). Lorsque la dénivellation entre le littoral et la dépression est

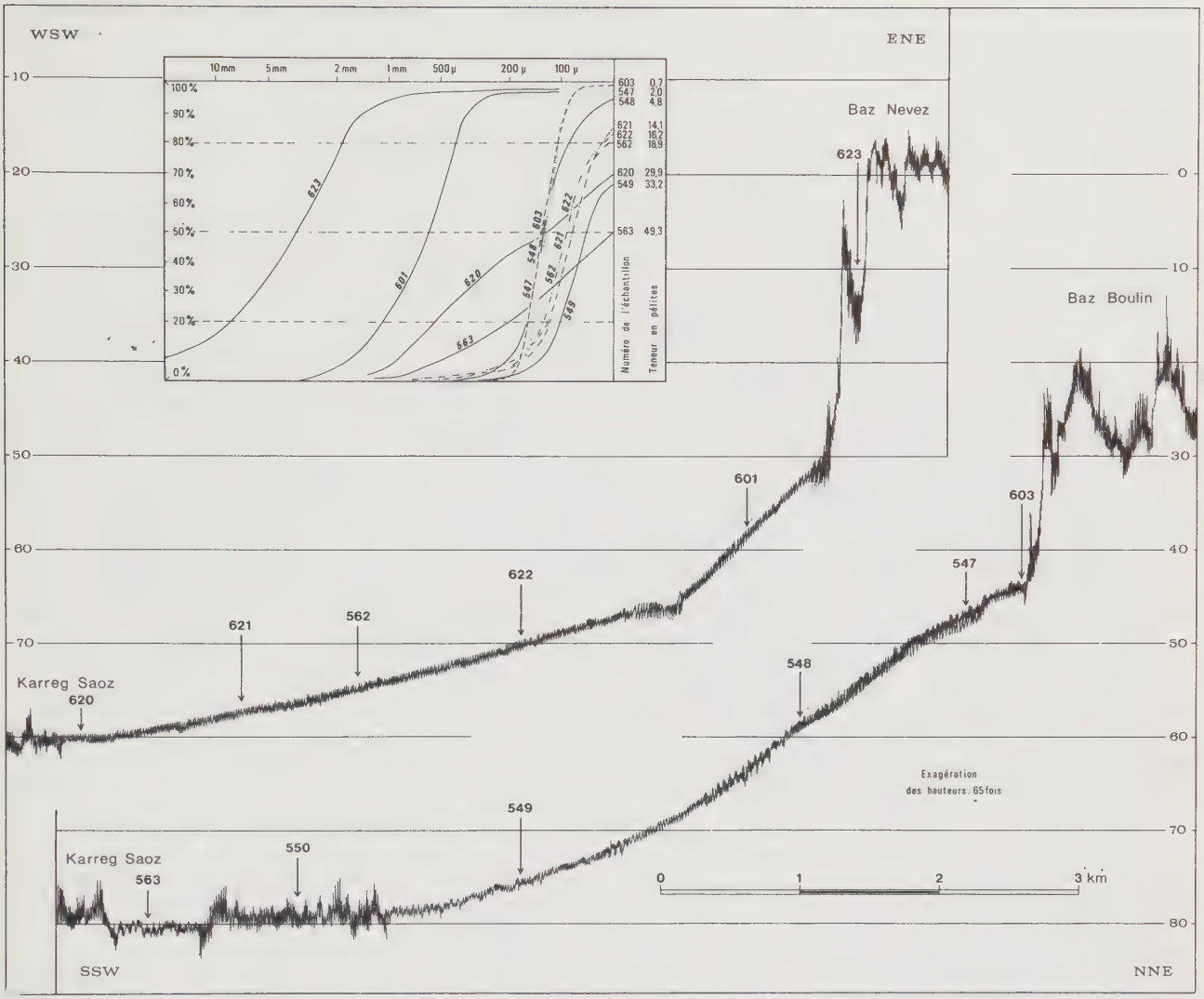


Fig. 16 - Profils topographiques au Sud-Ouest de Penmarc'h : disposition et granulométrie des sables et des sables vaseux. Echelle horizontale : 1 / 50 000. Echelle verticale : 1 / 750. Exagération des hauteurs : 65 fois environ.

- Echo-soundingprofiles, South-West of Penmarc'h : slopes and granulometry of sands and muddy sands. Horizontal scale : 1 / 50 000. Vertical scale : 1 / 750. Vertical exaggeration = 65 : 1. (approximately).

acquise par un escalier de failles, et que les escarpements n'ont pas été chanfreinés, les sédiments ne peuvent pas se maintenir sur chacun des escarpements, et ils forment de petites accumulations au pied de chacun d'entre eux ; mais il n'est pas exclu qu'il puisse y avoir des échanges de sédiments entre le haut et le bas, compte tenu de la modestie de chaque escarpement (c'est le cas devant Merrien et Doëlan). Lorsqu'enfin le jeu des failles a été plus complexe et que l'avant-côte comporte des blocs effondrés formant des fossés, ces fossés d'effondrement agissent comme des trappes à sédiments (c'est le cas devant Port-Manec'h, voir pages suivantes).

Je n'examinerai dans ce chapitre que deux exemples du comportement des sables, ceux de Penmarc'h (grand escarpement unique) et de Port-Manec'h (fossé d'effondrement).

Les deux profils de la fig. 16, ci-dessus, sont des reproductions, réduites, mais sans correction d'échelles, de bandes-sondeur. On reconnaît les fonds rocheux (au-dessus de 45 ou 50 m d'une part, autour de 80 m d'autre part) à leur aspect chicoteux, les fonds sédimentaires à leur plus grande régularité. La nature du sédiment influe sur l'écho (bien que toutes les subtilités de la bande-sondeur ne puissent pas être rendues par la reproduction dessinée) et l'on remarque par exemple comment les sables vaseux (échantillons 549, 562, 621, 622, etc... dont la granulométrie est donnée dans le carton) donnent un écho plus grêle que les sables propres (547, 548, 601, par exemple). Parmi les fonds ro-

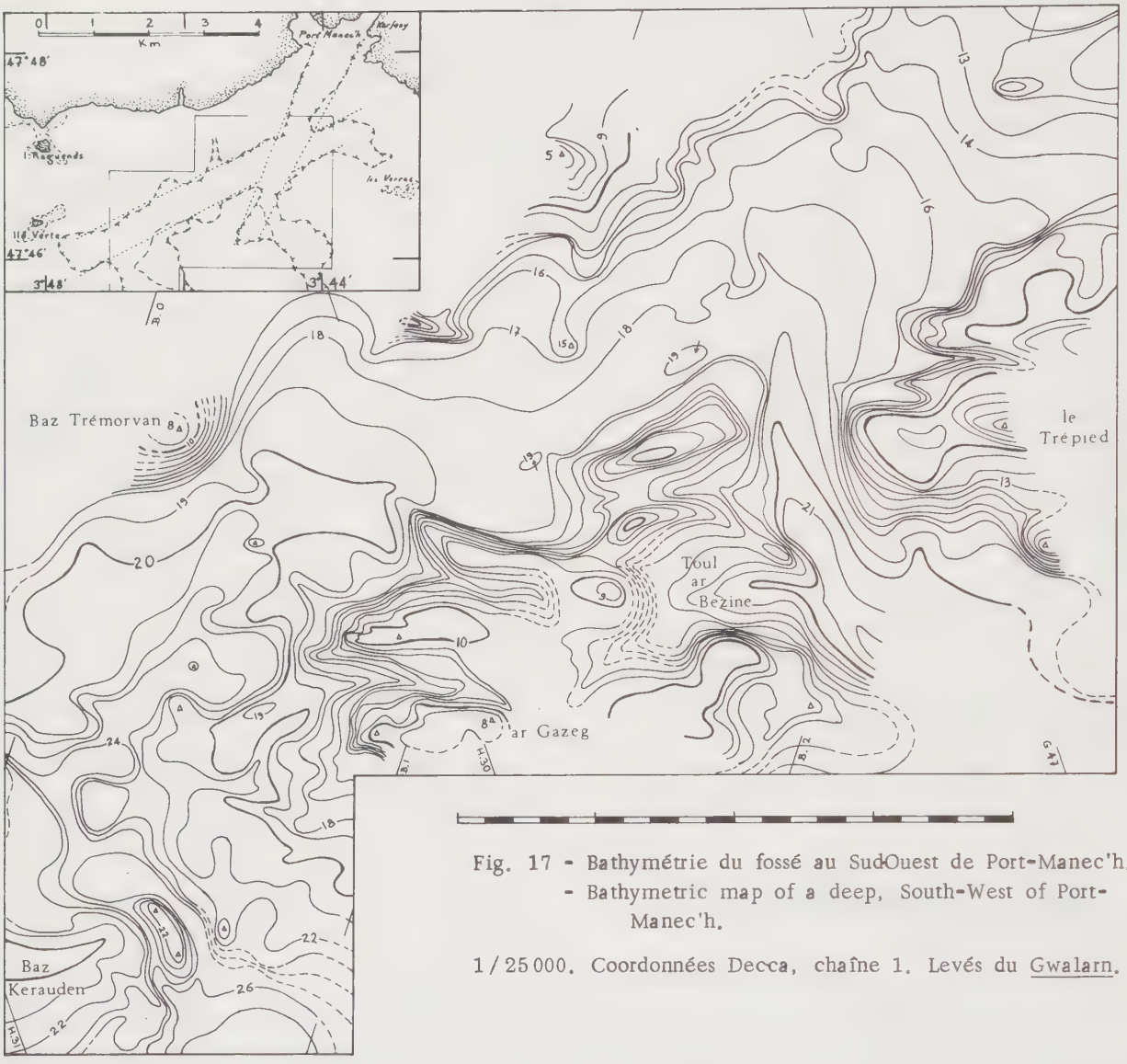


Fig. 17 - Bathymétrie du fossé au Sud-Ouest de Port-Manec'h.
- Bathymetric map of a deep, South-West of Port-Manec'h.

1/25 000. Coordonnées Decca, chaîne 1. Levés du Gwalarn.

cheux de l'avant-côte, un faillage complexe dans le détail (bien que toutes ces failles soient assez proches les unes des autres pour ne déterminer qu'un seul grand escarpement) a fait naître quelques couloirs dans la roche. Il est souvent difficile, à cause de l'étroitesse de ces couloirs, d'y implanter des dragages. Ici, le dragage 623 a cependant pu fournir un gravier légèrement sableux, très coquillier. Ce sédiment est très typique des couloirs entre roches, mais particulièrement grossier car toute la partie "fine" est mise en suspension par les houles longues et exportée vers le bas de l'escarpement : on retrouve cette fraction sableuse (sable moyen et grossier coquillier) au pied de la roche, entre 50 et 65 m de fond : c'est l'échantillon 601. On remarque que ces sables coquilliers de pied de roche ont une pente constante, environ 1,5 %, qui est forte pour une pente sédimentaire sous-marine. Cette pente s'adoucit au pied même de la roche, par un phénomène courant de cavitation. Mais le raccord avec les sables vaseux situés en contre-bas comporte aussi une cavitation : tout se passe ici comme si les sables coquilliers agissaient vers 65 m de fond, à l'égard de la plupart des houles, à la façon d'éléments stables contre lesquels la houle butte sans pouvoir les déplacer, l'énergie se retournant contre les sables fins vaseux parmi lesquels une dépression relative est créée. Ces sables fins vaseux eux-mêmes, assez constants dans leur texture, ont une pente légèrement concave, vers 0,65 % par 70 m de fond, vers 0,5 % vers 80 m de fond. Devant la Baz Boulin, plus exposée, en apparence, mais en réalité protégée des houles longues d'Ouest-Nord-Ouest par la pointe qui porte le feu du Menhir, des sables plus fins peuvent se maintenir dès 45 m de fond, et l'on passe progressivement de ces sables propres (603) aux sables envasés (548), puis aux vases sableuses (549), avec une pente convexo-concave dont la partie supérieure reflète les effets de cavitation au pied de la roche, et la partie inférieure le va-et-vient des sédiments sur le versant sous l'effet des houles. Nous reviendrons dans la seconde partie, chapitre III,

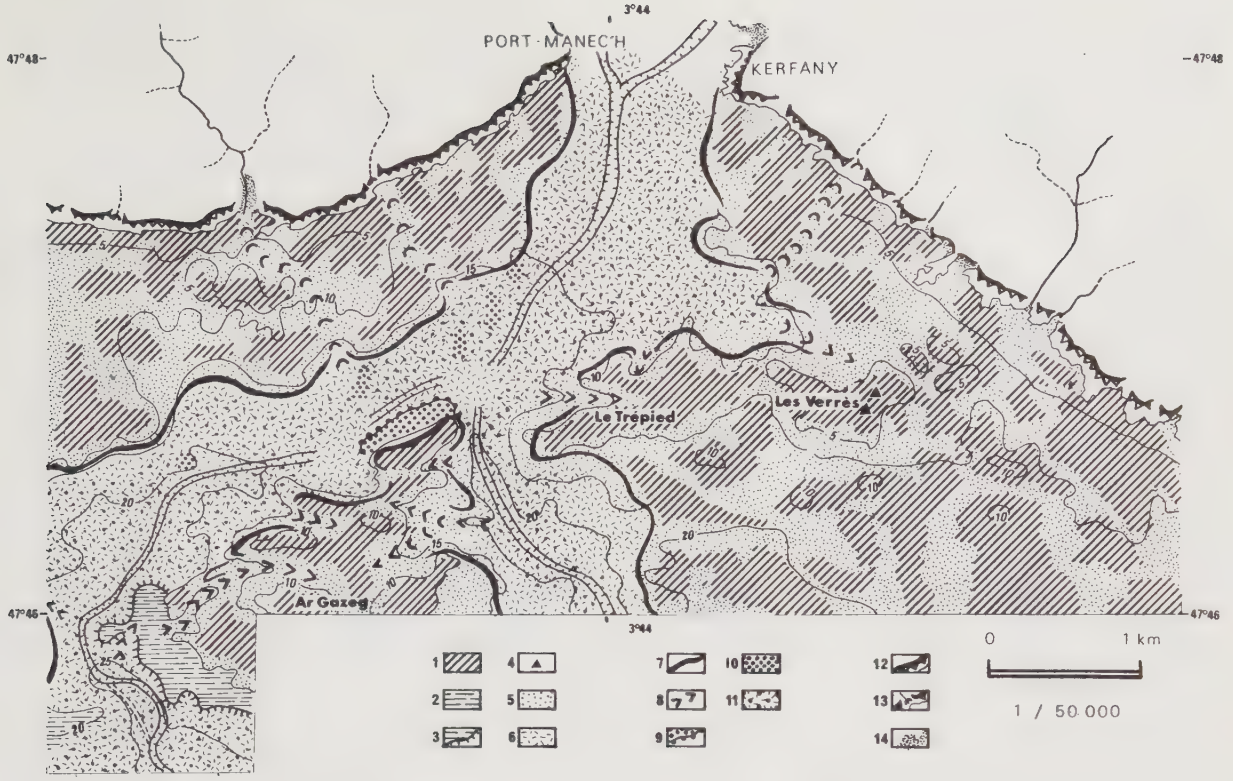


Fig. 18 - L'avant-côte de Port-Manec'h, carte morphologique, extraite du mémoire de Maîtrise de Catherine BRESSOLIER (préparé à l'Institut de Géographie de Paris sous la direction de M. le Professeur Joly).

- Morphological map of the foreshore, off Port-Manec'h ; from the Master's Thesis of Catherine Bressolier.

1 = fonds rocheux - rocky bottoms. 2 = plate-forme d'abrasion marine dégradée - degraded marine abrasion platform. 3 = rebord de plate-forme - platform edge. 4 = écueil - shoal. 5 = sables prélittoraux - prelittoral sands. 6 = sables coquilliers - shelly sands. 7 = haut de versant - top of slope. 8 = rebord de terrasse alluviale - edge of alluvial terrace. 9 = vallon en V - V-shaped vale. 10 = terrasse alluviale - alluvial terrace. 11 = nappe alluviale masquée par des sables coquilliers peu épais - alluvial gravels hidden under thin shelly sands. 12 = Falaise et platier rocheux - cliff and rocky flat. 13 = Vallon suspendu - suspended valley. 14 = Plage de sable - sandy beach.

sur les mécanismes du mouvements des sédiments sur les versants sous-marins.

Sur l'avant-côte entre l'Ile Verte et Port-Manec'h, un levé détaillé a été opéré en 1969, en collaboration avec Jean-Paul Quiguer, du Laboratoire Maritime de Concarneau, pour la recherche d'un emplacement propre à l'implantation de récifs artificiels pouvant servir d'habitat pour animaux marins. C'était l'occasion de préciser la disposition des escarpements et celle des sédiments. Malgré un calage soigneux sur alignements à la côte, il reste une incertitude de positionnement de l'ordre d'une cinquantaine de mètres. On peut cependant être assuré que les escarpements sont bien moins rectilignes que je ne le supposais au vu des premiers levés, bien moins serrés. Il n'en est pas moins certain que l'ensemble est un fossé d'effondrement, qui a été emprunté, à plusieurs reprises, par le fleuve issu de la confluence de l'Aven et du Bélon, mais dont seule la partie médiane a reçu un modelé fluviatile : les deux extrémités, vers les Verrès et vers l'Ile Verte, n'ont jamais été drainées que par des ruisseaux insignifiants. Des failles transversales expliquent les formes accessoires, comme Toul-ar-Bezine (le trou aux ophiures) qui prolonge le couloir NNE-SSW issu de Port-Manec'h. Mais les deux percées vers le Sud-Est, qui relient ce fossé à la dépression prélittorale, sont dues au creusement par le fleuve, qui les a empruntées successivement (celle de l'Est d'abord, plus récemment celle de l'Ouest, voir le détail de l'argumentation dans Delanoë, Dieucho et Pinot, 1972). Ces deux vallées apparaissent d'ailleurs, sur les profils en réflexion sismique, comme remblayées par une quinzaine de mètres d'alluvions.

Les levés ont servi de base au prolongement sous-marin de la carte géomorphologique au

1/25000, feuilles Concarneau 3-4 et 7-8, dressée par Catherine Bressolier dans le cadre d'un mémoire de Maîtrise préparé à l'Institut de Géographie de Paris sous la direction de Monsieur le Professeur Joly. La figure 18, page précédente, donne une réduction en noir et blanc de cette carte en couleurs, qui a été dressée en respectant la légende établie par la R.C.P. 77 du C.N.R.S.

Le remplissage sédimentaire du fossé est fait, pour l'essentiel, de gravelle issue d'une arène granitique vraisemblablement apportée par les fleuves, mêlée d'éléments plus grossiers, quartzeux et assez anguleux, issus de la désagrégation des micaschistes, dont les ségrégations de quartz sont presque le seul élément résistant, mêlée aussi de débris coquilliers souvent assez gros. Ce remplissage doit donc beaucoup aux apports fluviaux : au Nord-Est, jusqu'à la courbe de 18 m au NW du Trépied, il peut s'agir d'apports actuels, dans la mesure où la pente suggère une sorte de delta sous-marin. Ailleurs, il ne peut s'agir que d'un héritage : les sédiments ont été apportés par le ruissellement en période d'émersion. Mais la disposition topographique implique des remaniements sérieux : si l'on distingue encore assez bien le tracé de la vallée, il n'y a plus une pente continue (il est vrai que bien des profils de fonds de lits fluviaux ne présentent pas non plus des pentes continues), mais, là où la vallée est étroite, des dépressions fermées (encadrées par la courbe de 19 m). Les sédiments dragués là semblent un peu plus riches en débris locaux (yeux de quartz, et débris coquilliers), ce qui indiquerait un colluvionnement actuel à partir des reliefs encadrants. Mais dans l'ensemble ces remaniements marins sont assez modestes, et les profils sismiques confirment que la couche subactuelle est peu épaisse, et repose sur ce qui me semble pouvoir être interprété comme les lambeaux de terrasses fluviatiles successives. Dans les vallons affluents, tel celui au Nord d'ar Gazeg, c'est au contraire surtout des débris coquilliers et des esquilles de micaschistes que l'on drague.

Les parties rocheuses de l'avant-côte apparaissent donc, dans l'ensemble, comme des régions dont les sommets sont dénudés, alors que les sédiments s'accumulent dans le premier abri possible, soit face au large, dans des profondeurs assez importantes pour n'être plus que modérément remaniés par les houles longues, soit dans des fossés ou couloirs locaux, où ils sont presque immobiles, et forment le sommet d'une série stratigraphique dont l'essentiel est fait de sédiments reliques.

L'avant-côte sableuse

L'avant-côte sableuse est moins largement représentée dans la région étudiée (voir fig. 15, p. 26). Elle se présente sous plusieurs aspects :

- tantôt il s'agit de vastes plages de sable (tronçonnées, dans le détail, par des affleurements rocheux sur le littoral, et parfois au large) dont les éléments migrateurs descendent en pente quasi-constante jusqu'à la dépression prélittorale : c'est le cas des sables de Gâvres et d'Etel, et de ceux de l'anse du Pouldu ; une sous-variété est constituée par l'interférence de ce type de vastes plages sous-marines avec des embouchures : à Etel et au Pouldu par exemple.
- tantôt, devant des plages presque aussi longues sur le littoral, les échanges avec les flancs de la dépression prélittorale sont entravés, ou interdits, par la présence d'une échine rocheuse (entre Téviec et le tombolo de Quiberon, par exemple) ou d'une terrasse à maerl (plages au Nord-Ouest de Trévignon) ou par la largeur de l'avant-côte peu submergée (à l'Ile-Tudy, ou au Cap-Coz). La plage ne se prolonge alors sous l'eau que jusque vers 5 m de profondeur (sous les plus basses mers possibles).

Dans l'un et l'autre cas, les prélèvements d'échantillons incitent à considérer que le matériau des pentes sableuses de l'avant-côte est presqu'identique à celui du bas de plage, et qu'il est hautement probable qu'à des intervalles plus ou moins espacés des échanges entre la côte et les flancs de la dépression assurent le maintien de l'homogénéité du sédiment. Certaines photographies aériennes verticales de l'I.G.N. (vues 051 et 072 de la mission 0520, de 1961, pour le cordon de l'Ile-Tudy ; vue 103 de la mission 0721-0821 de 1958, pour le tombolo de Quiberon) montrent d'ailleurs des traînées de sables de granulométries différentes, le long des lignes de plus grande pente (cf. pp. 98 sq).

Me réservant de revenir sur ces échanges dans la seconde partie, avec d'autres exemples que ceux utilisés ici, je me bornerai à décrire brièvement une de ces avant-plages, celle du cordon littoral de Gâvres (celui qui ferme la mer de Gâvres), et une forme d'embouchure, la "Basse de Bénodet", qui est une barre d'estuaire moins connue que la barre d'Etel, mais plus facile à étudier.

Devant le tombolo de Gâvres (fig. 19, p. 31), la plage associe deux pentes très contrastées : le haut de plage est souvent en très forte pente (d'où son nom local de "falaise"), alors qu'en contre-bas d'une rupture de pente généralement bien marquée (au niveau des suintements d'eau provenant des dunes) le bas de plage a une pente inférieure à 1 %. Cette pente douce se poursuit à peu près

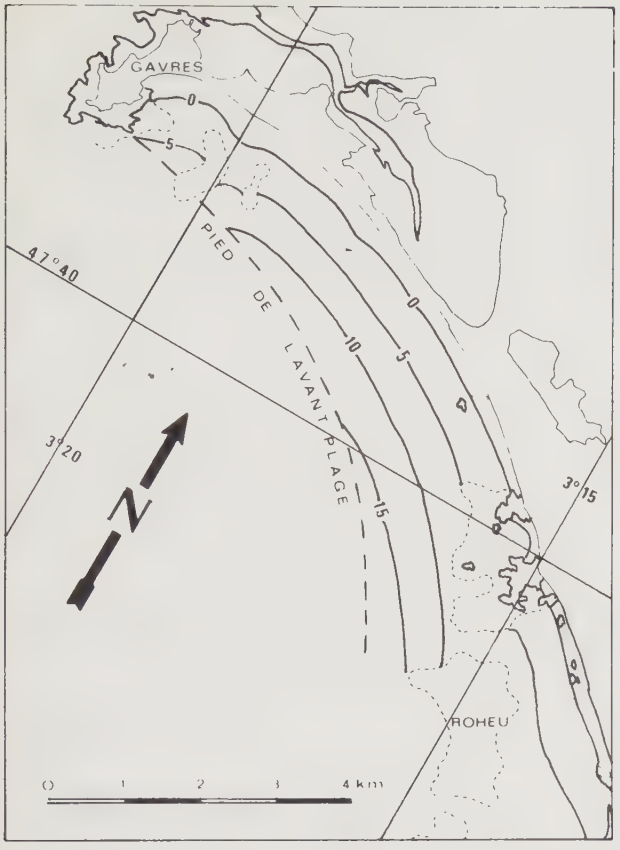


Fig. 19 - L'avant-plage, entre Gâvres et le Roheu. 1/100 000.
- The forebeach, between Gâvres and Roheu reefs.

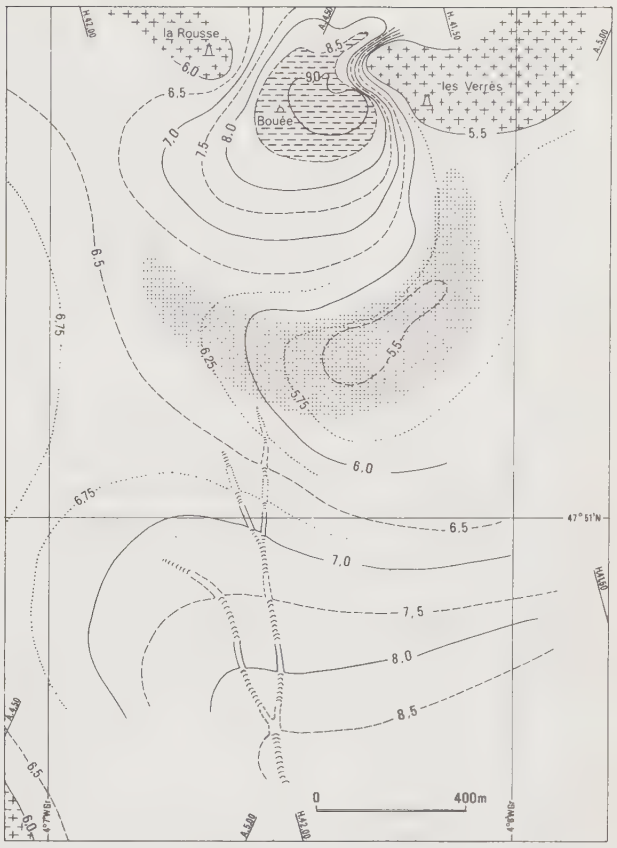


Fig. 20 - La Basse de Bénodet. 1/20 000.
- Bénodet shoal.

Roches	Rocks
Ombilic	Scour basin
Barre d'estuaire	Sand bar

sans rupture de pente jusqu'à une profondeur variable : près de Gâvres, où la plage est protégée encore par l'île de Groix contre les houles du Sud-Ouest, l'avant-plage ne se prolonge pas au-delà de 7 ou 8 m, et elle est accidentée de quelques pointements d'Yprésien. Près du Roheu, où l'abri de Groix n'est plus efficace que vis-à-vis des houles d'Ouest, l'avant-plage se prolonge jusque vers 16 ou 17 m de profondeur.

La pente de cette avant-plage est presque partout très proche d'1 %, c'est-à-dire qu'elle prolonge celle de l'extrême bas de plage (au voisinage des plus basses mers). Elle ne s'adoucit encore un peu que vers 15 m de profondeur. Le "pied de l'avant-plage" est une rupture de pente qui raccorde cette avant-plage avec les fonds quelconques de la dépression prélittorale. Un des points remarquables est le fait que l'avant-plage sous-marine se prolonge vers l'Est au-delà de la plage littorale, jusque devant les roches de Magouéro. Ici, il n'est plus question d'échanges avec le littoral, qui est en grande partie rocheux : c'est donc par apports latéraux que l'avant-plage est nourrie, ce qui implique que des mouvements analogues à ceux qui provoquent, sur le littoral, la dérive latérale des sédiments existent aussi sous une dizaine ou une quinzaine de mètres d'eau.

Chacune, ou presque, des rias qui accidentent ce littoral présente, à son débouché, une accumulation sableuse due à l'effet de chasse d'eau. Souvent, cette accumulation ne va pas jusqu'à déterminer une contre-pente : à Port-Manec'h, par exemple, il y a seulement une sorte de replat qui rompt la pente du sédiment. De vraies barres ne subsistent aujourd'hui que devant Etel, devant la passe Ouest de Lorient, devant le Pouldu (bien timide, d'ailleurs) et devant Bénodet. Il en existait autrefois une devant le Guilvinec, mais elle a été détruite par dragages et ne s'est pas reconstituée faute d'apports latéraux suffisants. J'ai levé (en profitant d'un jour de mauvais temps, car cet endroit est assez abrité) la barre de Bénodet, dite "Basse de Bénodet". Elle est assez éloignée de la côte, car des fonds rocheux, la Rousse et les Verrès, tiennent le jusant concentré jusqu'à un quart de mille (500 m) de côte, et entre ces deux masses rocheuses se trouve un ombilic de surcreusement, moins profond certes que celui

qui se trouve dans la ria au pied du grand phare, mais à partir duquel le courant diverge en éventail, donnant naissance à la barre. Celle-ci, en forme de croissant, est plus élevée vers l'Est, probablement parce que le courant de jusant, déporté vers sa droite selon les lois classiques, reste trop rapide du côté Ouest pour que les sables se déposent en masse de ce côté-là. Une des particularités les plus surprenantes de cette barre, ce sont les chenaux, d'une trentaine de centimètres de profondeur, d'une vingtaine de mètres de largeur, qui ravinent son flanc méridional. Je ne pense pas que ce soit un trait permanent ; le 13 septembre 1967 nous les avons croisés une dizaine de fois. Il est possible qu'il s'agisse d'une forme de transition vers un adoucissement de la pente externe de la barre sous l'effet de l'agitation de la mer, assez marquée ce jour-là.

L'avant-côte faiblement immergée

L'avant-côte faiblement immergée est bien représentée dans l'Ouest de la région étudiée, sous trois formes : les fonds chicoteux nus (au large des Etocs de Penmarc'h), la plate-forme de sables coquilliers hérissée d'écueils (entre Loctudy et l'Ile aux Moutons), la terrasse à maerl (parmi les îles de Glénan, autour de la pointe de Trévignon, dans la baie de la Forest).

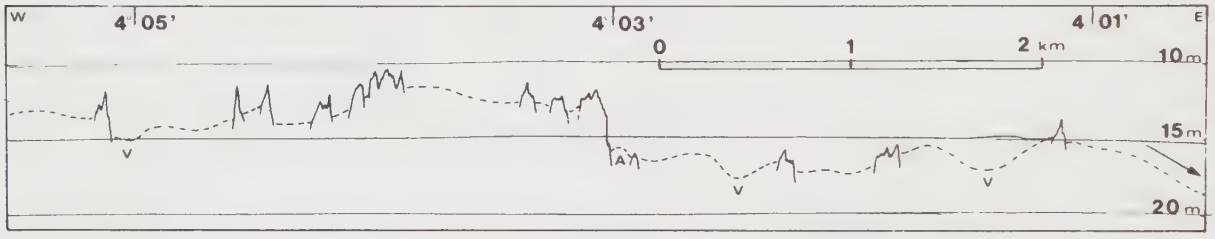


Fig. 21 - Profil topographique d'une plate-forme à écueils et sables coquilliers.
- Topographic profile of a reefed and shelly sanded platform.
L = 1/40 000 ; H = 1/500 ; exag. = 80:1. Reproduction schématisée d'une bande de sondage levée le 1° septembre 1967, de 14.30 à 14.55, en baie de Bénodet, le long de 47° 48' 30" N.

J'ai dit plus haut (p. 26) pourquoi les fonds chicoteux nus étaient, dans l'état actuel de nos moyens matériels, difficiles à connaître correctement. Je n'y reviendrai donc pas. Quant aux terrasses à maerl, leurs problèmes seront évoqués dans la seconde partie, chapitre III, où l'on trouvera une carte de la plus intéressante d'entre elles, celle qui va de la Pointe de Trévignon à la Pointe de la Jument, et vers le large jusqu'au-delà des Soldats.

Par contre, la région étudiée comporte une vaste plate-forme à écueils et tapis de sables coquilliers, suffisamment profonde et bien balisée pour que la navigation n'y comporte que des dangers mineurs, de sorte que nous l'avons beaucoup parcourue. La bande de sondage reproduite ci-dessus (fig. 21) regroupe (à l'exception des écueils subaffleurants) des échantillons de toutes les formes que l'on y rencontre : les "têtes de roche" en semis épars (un sommet tous les 500 m), qui sont l'équivalent sous-marin, dépouillé d'altérites, des "tors" qui occupent les sommets des collines sur les terres émergées voisines ; les "plateaux rocheux" constitués d'un semis plus dense de roches affleurantes, avec d'assez étroits couloirs de sable coquillier ; les "banquettes" de cailloux au pied des roches, un peu détachées du relief dont provient le matériel en raison des phénomènes de cavitation (A, sur le profil ci-dessus) ; les "vallées" (V, sur le profil ci-dessus), reliques aux trois quarts colmatées de formes subaériennes, actuellement lieu de concentration des particules les plus fines, et notamment du résultat ultime du broyage des débris coquilliers : une poudre calcaire dont les particules sont comprises entre 20 et 200 microns ; l'escarpement coquillier marginal enfin, à droite de la figure, par lequel cette plate-forme domine les sables vaseux de la dépression prélittorale de la Baie de Concarneau. On aura sans doute aussi noté sur le profil la sub-égalité des sommets, d'une part vers 11 - 12 m à l'Ouest de 4° 03' W, d'autre part vers 14-16 m à l'Est, et la brusque dénivellation visible par 4° 03' W. Celle-ci constituait le type même de la "faille de géographe", connue seulement par sa traduction topographique, jusqu'à ce qu'un profil sismique levé en Septembre 1972 nous fournisse la preuve qu'il s'agit bien d'une faille affectant le socle (et, un peu plus au Sud, des dépôts tertiaires).

Chapitre IV

Le plateau continental

et sa vasière

Résumé. Le relief du plateau continental est très peu énergique, et les dénivellations sont entièrement comprises entre deux surfaces rarement espacées de plus de 15 m : l'une passant par les sommets des interfluves, l'autre passant par les fonds des thalwegs. Ces surfaces ont des pentes plus fortes que celles qui sont habituelles dans les plaines littorales.

Le substrat géologique est un "prisme" sédimentaire tertiaire qui s'épaissit vers le large, mais qui comporte aussi bien des lacunes et des discordances que des contre-pendages dus aux effets d'une tectonique assez récente. Le Lutétien Supérieur à la périphérie du socle hercynien, l'Helvétien à proximité de l'accore, fournissent les principales roches dures créatrices de reliefs d'érosion différentielle ; ces roches sont façonnées en cuestas, parfois en boutonnières, grâce aux pendages qui résultent d'ondulations récentes. Certains de leurs escarpements sont dus au rejeu récent des failles qui forment un réseau complexe sur tout le plateau, parallèles ou perpendiculaires à l'anticlinal de Cornouaille d'une part, au décrochement Kerforne d'autre part. Les principales vallées sont indifférentes aux accidents tectoniques et au relief d'érosion différentielle : elles se sont installées autrefois selon la plus grande pente du plateau, et leur hiérarchisation est peu avancée, surtout au large.

Les plus gros éléments de la couverture sédimentaire meuble sont des "blocs démesurés", qui occupent les basses vallées et semblent y avoir été mis en place par des glaces flottantes. Galets et graviers forment parfois des cordons littoraux jalonnant d'anciens rivages plio-quaternaires ; ils se sont maintenus aussi sur les interfluves, alors que les sables tendent à se rassembler dans les vallées ou les dépressions. Ils sont parfois modelés en rubans ou en ridins, à l'Ouest de la région étudiée. Les pélites nourrissent les sédiments sablo-graveleux, et ce mélange forme les "vases", qui occupent une vaste part du plateau. La vasière du large, qui à l'Est est protégée par des reliefs rocheux, tend, à l'W. de Belle-Ile, à s'installer dans la zone de concavité maximale du plateau, au pied des escarpements rocheux. Mais elle envoie vers le large des digitations qui empruntent les vallées. Là, les pélites ne se maintiennent qu'à la belle saison, et semblent remises en suspension par les tempêtes automnales.

La morphologie du plateau continental est donc complexe, et pose les problèmes essentiels suivants : raison d'être de la pente relativement forte du plateau, chronologie des surfaces d'abrasion successives, effet des mouvements tectoniques tardifs sur la série stratigraphique et sur le réseau hydrographique, mode d'établissement et d'évolution des vallées, originalité du modelé résultant de l'alternance des émersions et des submersions, action actuelle de la mer sur les sédiments meubles.

Introduction : La faible énergie du relief.

Le plateau continental, enserré entre les reliefs faillés du socle et le sommet de l'escarpement continental (ou "accore"), est de tous temps apparu comme une région monotone, contrastant de ce fait aussi bien avec les régions prélittorales qu'avec l'escarpement continental. La connaissance qu'on en avait il y a une dizaine d'années permettait tout juste de discerner un contraste entre une région interne, dite "Grande Vasière", et une région externe sur laquelle on signalait des sédiments plus grossiers et des restes de vallées. L'emploi de sondeurs plus fins des prospections systématiques, les levés bathymétriques de 1966 et 1967, ont fait prendre conscience du caractère un peu artificiel de ce contraste, et c'est pourquoi j'ai renoncé pour son étude à mon plan initial, qui supposait une étude successive et séparée de la vasière, puis du plateau externe. Je suis en effet arrivé à l'idée que la vasière n'était qu'un recouvrement très mince (ce qui a été dit bien avant moi) de plan très irrégulier, mais surtout variable dans le temps en fonction des conditions saisonnières. Dès lors, la présence de vase lors des missions de dragage ne saurait servir de fondement à une division régionale.

Aussi, après avoir donné dans la suite de cette introduction quelques notions quantitatives sur l'énergie du relief, qui sont indispensables pour empêcher le lecteur "continental" de se faire des idées fausses sur l'aspect du paysage lorsqu'il lira plus loin les termes de cuestas, de corniches, ou de vallées, j'en diviserai l'étude en trois sections :

- les grandes lignes du relief, comportant les données structurales, la disposition des vallées, celle des accidents rocheux,
- la couverture sédimentaire, d'origine subaérienne ou marine, y compris la vase,
- les problèmes de morphogénèse, qui ne seront ici que posés dans leur cadre régional, puisque cette première partie se veut uniquement descriptive, et que les seconde et troisième parties leur seront plus particuliérement consacrées.

Grâce aux levés bathymétriques qui ont été opérés par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine en 1966 (au Nord-Est) et surtout en 1967, j'ai pu établir le cartogramme mor-

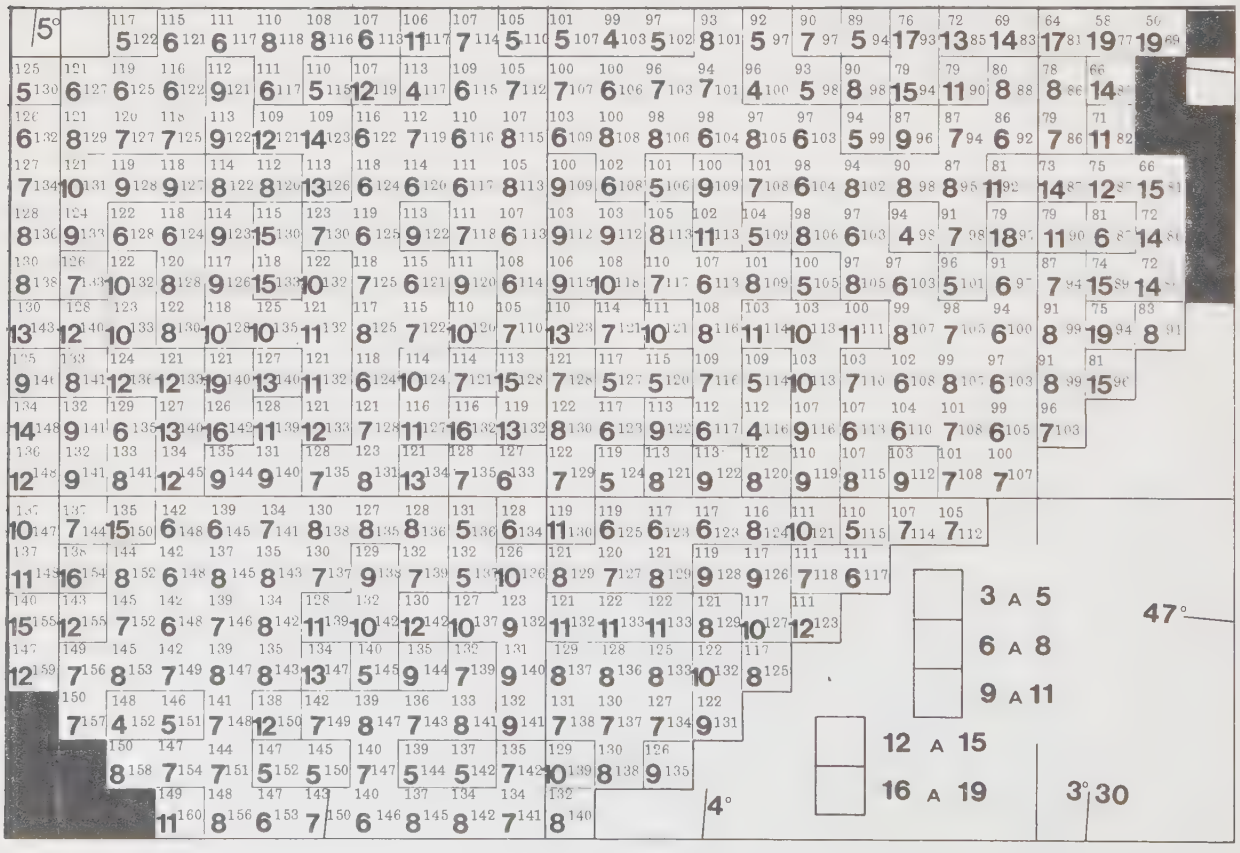


Fig. 22 - Cartogramme morphométrique : l'énergie du relief. 1 / 750 000. Carroyage Lambert.
- Morphometric expression of the energy of the relief. Lambert grid.
Pour chaque carré de 5 x 5 km, profondeur des sommets (en haut à gauche) et des dépressions (en bas à droite). Dénivellation maximale (gros chiffres). En noir, dénivellations supérieures à 20 m.

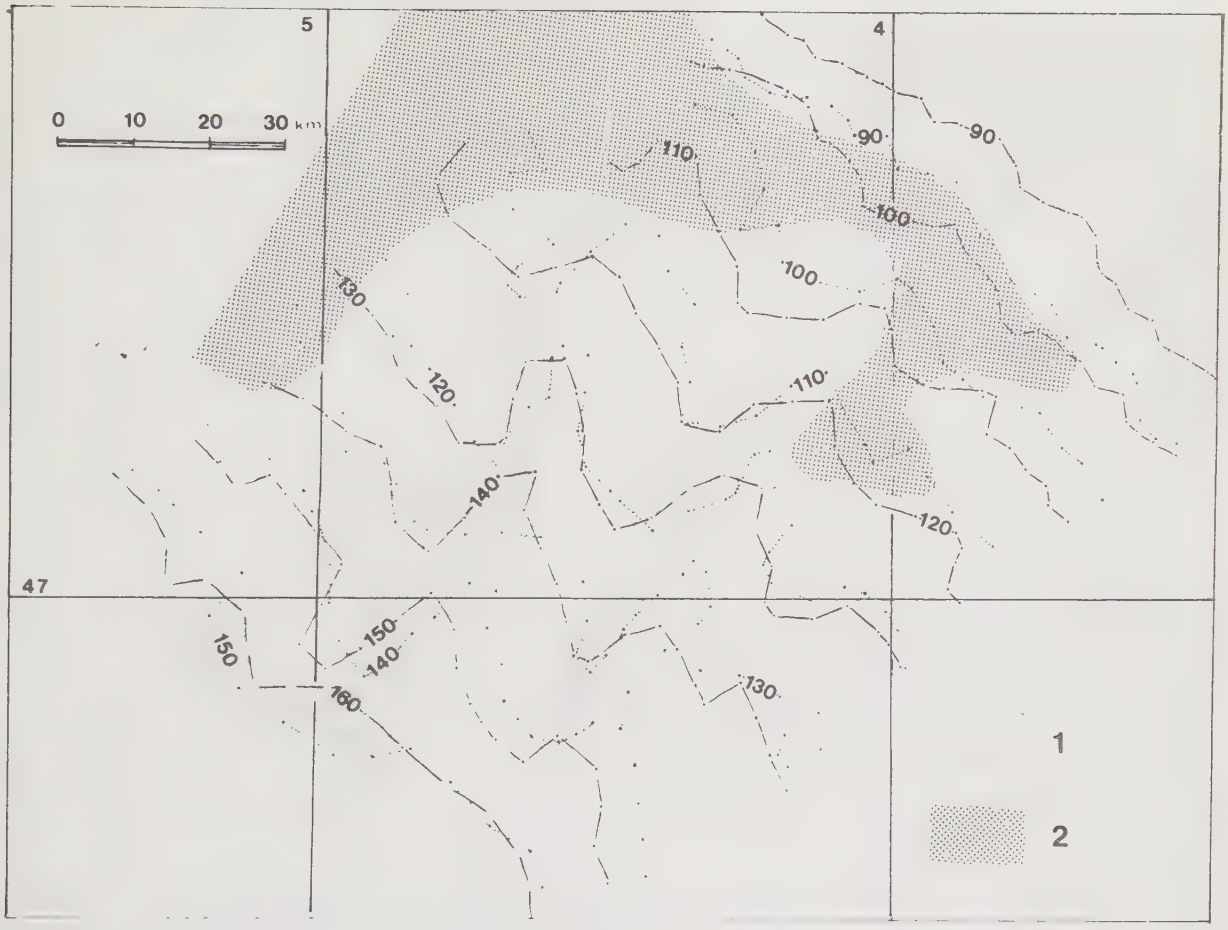


Fig. 23 - Surface sommitale et surface dégradante. 1/1 000 000.
- Surfaces joining the highest (dotted line) and the lowest (solid line) points of the grid.

Isobathes des points les plus hauts de chaque carré de la grille (trait ponctué) et des points les plus bas (trait plein). En trames : 1 = aires de relief relativement énergique (généralement plus de 10 m de dénivellation maximale dans chaque carré) ; 2 = aires de relief particuliérement modéré (dénivellation souvent inférieure à 5 m).

phométrique de la fig. 22 (page précédente) et en tirer la carte ci-dessus (fig. 23) qui exprime l'allure de la surface sommitale (passant par les points les plus hauts de chaque carré, et supposée donner une bonne approximation de ce qu'était le plateau continental au tout début de sa dissection), et celle de la surface dégradante (passant par les points les plus bas de chaque carré, et supposée donner une idée de ce que serait une pénéplaine façonnée à partir des vallées actuelles). Cette tentative morphométrique a été faite avec l'espoir de parvenir à une démonstration quantifiée d'hypothèses portant sur l'histoire de la morphogénèse ; peut-être parce que l'espace couvert est trop restreint, je ne suis parvenu à rien d'appréciable de ce côté. Mais ce cartogramme a du moins l'avantage de faire ressortir l'extrême modération du relief : en dehors de la région des "bastions" d'Eocène, au Nord-Est, et de l'escarpement continental, les dénivellations maximales sont comprises dans la moitié des cas entre 6 et 8 m, et elles n'atteignent qu'une seule fois 19 m.

Quant à la carte des "surfaces" de la fig. 23, elle exprime assez bien le fait que les deux surfaces (celle passant par les sommets des interfluves, celle passant par les thalwegs) ont sensiblement la même pente (c'est-à-dire, peut-on le supposer en première approximation, que l'une a été modelée jadis et que l'autre l'est aujourd'hui par des agents identiques, avec un simple décalage du niveau de base). Leur pente, calculée sur 50 m de dénivellation à partir de l'accore, est de l'ordre de 0,67 °/₀₀ à l'Ouest de la région étudiée, de 0,58 °/₀₀ à l'Est. Si faibles qu'elles soient, ces pentes sont, en ce qui concerne les vallées, supérieures aux valeurs habituelles des basses vallées fluviales d'Europe, et j'utiliserai ce fait (troisième partie, chapitre III) quand nous tenterons de reconstituer les conditions climatiques qui dominaient lors des régressions quaternaires. C'est donc bien plutôt la faible pente des interfluves qui constitue l'originalité du plateau continental.

Section I :
Les grandes lignes du relief.

Le relief du plateau continental est façonné dans des dépôts sédimentaires d'âge tertiaire et quaternaire, incisés par un réseau de vallées fluviales, et dont les contrastes lithologiques ou les accidents tectoniques ont été exploités de telle façon qu'ils ont donné naissance à plusieurs séries de formes disposées en zones plus ou moins parallèles au littoral et à l'accore.

Notions sur la structure.

Sur la majeure partie du terrain étudié, les affleurements de roche en place sont extrémement exigus, et très peu de prélévements de roche ont été réussis sur le plateau lui-même au-delà de l'isobathe de 90 m. Les cartes géologiques proposées jusqu'ici ont donc été établies à partir des données morphologiques, ou à partir des prospections sismiques (essentiellement par la réflexion sismique, au boomer ou au sparker). Elles sont donc en grande partie conjecturelles, et la carte de synthèse de la fig. 24, ci-dessous, rassemblant les données disponibles, devrait être couverte de points d'interrogation.

Dans l'ensemble, la couverture post-paléozoïque apparaît ici, en coupe, comme un "coin" ou un "prisme" sédimentaire, terminé en biseau vers le socle hercynien, s'épaississant vers le large jusqu'à l'accore (BOUYSSE & HORN, 1971, p. 511) où son épaisseur dépasse 1 000 m. Dans le détail, les contre-pendages sont assez nombreux, par suite de mouvements tectoniques tertiaires ou quaternaires. La série tertiaire, qui masque ici à peu près complétement le Secondaire (qui doit cependant, à mon avis, être présent presque partout), comporte d'importantes lacunes, et des discordances angulaires qui, pour n'être jamais très importantes, n'en sont pas moins significatives. A plusieurs niveaux, dans la série stratigraphique, un dépôt transgressif fossilise un relief différencié, avec des vallées fluviales que les

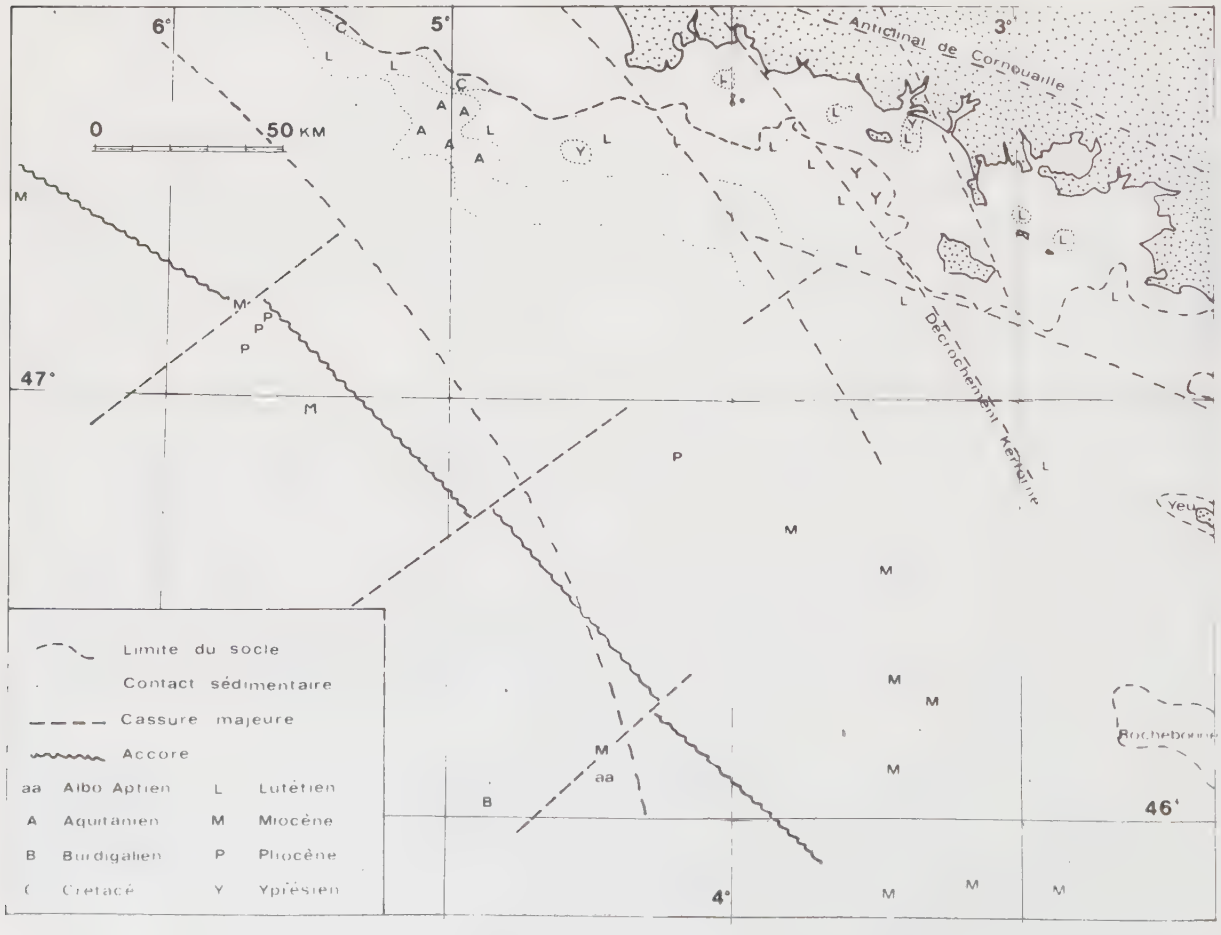


Fig. 24 - Géologie du précontinent. 1/2 000 000. Geology of the continental margin. d'après les travaux du B.R.G.M., de l'I.G.B.A., de Dangeard, Boillot, Vanney, etc...

prospections sismiques permettent parfois de suivre. Le Lutétien supérieur fossilise ainsi une vallée importante qui se dirigeait vers le Sud-Est (cf. Bouysse et Horn, 1971, pl. I). Le Stampien fossilise localement une vallée creusée dans le Lutétien supérieur. L'Aquitanien "épidermique" tronque, par un glacis d'érosion, ce même Lutétien supérieur. Au large, le Redonien fossilise en partie une vallée creusée dans l'Helvétien.

C'est à cause de ces lacunes, à cause aussi des différences dans la résistance des divers dépôts, que la plupart des échantillons datés appartiennent à deux étages seulement :
- le Lutétien supérieur est représenté de façon abondante sur 15 à 30 km de large, en auréole autour du socle hercynien ; il repose parfois sur l'Yprésien, peu résistant en général, ou même (assez loin à l'Ouest des limites de la région étudiée) sur le Sénonien. Il forme des "bastions" dont quelques exemples seront étudiés plus loin. Il a été assez sensiblement tectonisé, par ondulations et faillage ; notamment, les lambeaux conservés dans la dépression prélittorale ont été dénivelés de plusieurs dizaines de mètres par rapport à l'ensemble d'affleurements périphériques; cet ensemble lui-même a basculé vers l'Ouest, puisque ces roches, dont le facies semble assez constant, en ce qui concerne du moins le banc le plus typique qui est une lumachelle, et qui ont donc dû être déposées sous la même profondeur d'eau, ou à peu près, sur toute la longueur de l'ensemble périphérique, sont actuellement situées vers une quinzaine de mètres d'altitude à Machecoul (Loire-Atlantique), sur l'estran en Baie de Bourgneuf, à de très faibles profondeurs au Banc de Guérande et au Four, à une cinquantaine de mètres au Sud de Belle-Ile, vers 70 m de profondeur au Sud-Ouest de Groix, vers 90 m au Sud du Guilvinec, vers 105 m à Ar Vein, au Sud-Ouest de Penmarc'h, vers 120 m enfin au Sud-Ouest de la bouée d'Ar Men.
- le Miocène, le plus souvent de l'Helvétien, est connu d'une part au large de Sein, où il est relativement proche du Lutétien, et d'autre part au Sud de Belle-Ile, où 50 km séparent le prélèvement le plus méridional de Lutétien du prélèvement le plus septentrional d'Helvétien. Dans ce dernier secteur, étudié par Vanney, le Miocène est raviné par le Pliocène, et tous deux, l'un masquant parfois l'autre, sont connus presque jusqu'à l'accore. A l'Ouest, au contraire, le Pliocène (dont les déterminations restent souvent incertaines) forme un coin d'une certaine épaisseur qui couvre complétement le Miocène sur une trentaine de km de largeur.

Bouysse et Horn (1971, fig. 10) interprétent leurs coupes sismiques en admettant que leur "horizon A" est la surface de discordance entre Miocène inférieur et Eocène, et leur"horizon B" la surface de discordance de l'Eocène sur le socle hercynien (mais à mon avis, plutôt celle de l'Eocène sur le Crétacé). C'est admettre que toute la partie supérieure des dépôts éocènes a été tronquée et existe au large sans donner aucun relief comparable aux "bastions" périphériques. C'est en effet de cette façon que j'interprète la présence, tant au Sud-Ouest de Sein où des prélèvements ont été opérés par Boillot qu'au Sud-Ouest de Groix où je n'ai pas encore obtenu de roche en place, d'une nappe d'Aquitanien que je qualifierais volontiers d'épidermique, fossilisant et indurant un replat d'érosion qui tronque l'Eocène. Dans cette conception, l'Aquitanien ne ferait pas partie de la série stratigraphique qui a construit le "prisme" sédimentaire, mais représenterait, au sein de cette série, un entr'acte d'érosion dont les sédiments corrélatifs ne pourraient se retrouver qu'au large. Ces problèmes seront évoqués un peu plus loin, dans la section III de ce chapitre. Ce qu'il faut retenir dès maintenant, c'est que l'image d'un prisme sédimentaire sans lacunes ni discordances, plongeant régulièrement vers le large et hérité d'une longue, mais constante construction du plateau continental au cours du Secondaire et du Tertiaire, image qui constitue un stéréotype commode pour l'enseignement, n'est absolument pas valable ici.

Les mouvements tectoniques que ces dépôts tertiaires ont subi sont très complexes, mais jamais très violents. Outre le basculement général vers l'Ouest que j'ai signalé pour l'Eocène, et que confirment maints indices géomorphologiques (cf. Delanoë, Dieucho et Pinot, 1972), il existe d'une part un système de cassures, d'autre part un système d'ondulations. Ces ondulations peuvent être, mais ne sont pas toujours, la traduction superficielle en matériau assez souple de cassures du socle.

Les cassures ont des directions analogues à celles déjà signalées (p. 16) pour l'échine rocheuse prélittorale : les unes sont de direction armoricaine, parallèles à l'anticlinal de Cornouaille (et donc incurvées comme lui) : elles ne sont abondantes qu'à proximité des affleurements du socle, et disparaissent au large. En particulier, l'escarpement continental n'est pas lié à une cassure de direction armoricaine, quoi qu'on ait pu en penser à partir de cartes schématiques. D'autres cassures, orientées parallèlement au décrochement Kerforne (que j'emploie comme référence parce qu'il est bien connu, mais qui ne paraît pas être privilégié par rapport aux autres cassures de la même famille), sont de beaucoup plus grande importance : les tracés de la fig. 24 sont extrémement schématisés, et vraisemblablement inexacts dans le détail ; mais ils ne sont pas en contradiction avec les observations actuelles opérées en sismique tant par le B.R.G.M. (Bouysse et Horn, 1971) que par Delanoë et moi (en cours de dépouil-

lement). Les tracés courbes que je leur ai donnés peuvent paraître surprenants, parce qu'ils sont en contradiction avec les hypothèses formées récemment en ce qui concerne la corrélation entre les failles du précontinent armoricain et le mouvement de rotation de la plaque hispanique lors de l'ouverture du golfe de Gascogne (Le PICHON & al., 1971) ; ces hypothèses admettent en effet un pôle de rotation placé vers 50° N et 3° 30' E. Or, les courbes qui permettent le plus économiquement le passage des tracés par les points où les cassures ont effectivement été observées sont des segments de cercles ayant leurs centres vers 44° N et 10° W. Je laisse aux géophysiciens le soin d'expliquer cette divergence entre les hypothèses en faveur et les observations de terrain ; du moins les cassures, le décrochement Kerforne en premier lieu, paraissent avoir toutes une composante horizontale non négligeable. Un troisième faisceau de failles existe sur le plateau continental comme sur l'échine rocheuse prélittorale ou sur le continent, c'est celui organisé autour d'une direction 40° - 220°. Il ne joue sur le plateau qu'un rôle mineur, mais nous le retrouverons sur l'escarpement continental où il a, du fait de sa quasi-perpendicularité par rapport à la direction générale de l'accore, contribué très largement à guider les incisions majeures, et peut-être à séparer divers tronçons de l'escarpement, dont chacun a eu ses propres mouvements tectoniques et s'est de ce fait un peu décalé par rapport à ses voisins.

Les vallées.

Les vallées, si l'on ne considère dans une première approche que les lignes maîtresses de leurs tracés, sont assez indifférentes à cette complexité structurale, et les rivières qui les ont façonnées coulaient, parallélement les unes aux autres, perpendiculairement aux isobathes, selon la ligne de plus grande pente de la surface régionale. Le faible degré de hiérarchisation dans la traversée du plateau continental contraste avec le regroupement des fleuves littoraux qui est opéré dans la dépression prélittorale ou dans la dépression périphérique qui ourle le socle hercynien. Le caractère rectiligne du tracé au large de l'isobathe de 100 m contraste de même avec les sinuosités des thalwegs dans la traversée des bastions d'Eocène (voir un peu plus loin la fig. 28, p. 43).

Issues des passes ouvertes dans l'échine rocheuse prélittorale, les rivières qui ont façonné ces vallées se faufilent d'abord parmi les reliefs périphériques, qu'elles franchissent parfois en percées conséquentes, d'autres fois en cluses. Elles atteignirent ainsi, lors de la dernière régression, ce qui est aujourd'hui l'isobathe de 90 m environ, au-delà duquel elles débouchaient dans la mer et construisaient des deltas sous-marins. Parfois, au cours de la transgression flandrienne, où l'embouchure a successivement occupé toutes les positions possibles dans la vallée, des séjours prolongés à tel ou tel niveau ont provoqué le colmatage presque total de l'ancienne vallée. Mais en général les vallées peuvent être suivies sans difficulté jusqu'à 90 m de fond (sauf, donc, vers 50 à 55 m où plusieurs sont oblitérées par un delta datant de la dernière transgression ; voir Pinot, 1968). Il en est de même dans la région étudiée par Vanney et celle étudiée par Hinschberger. Entre 90 et 110 m, au contraire, les vallées sont généralement colmatées, tant par des dépôts deltaïques würmiens que par la présence, au même niveau, de la Grande Vasière. Les anciens tracés des fleuves quaternaires n'ont donc plus de traduction topographique ; mais on les retrouve aisément par des prospections sismiques.

Les vallées réapparaissent au-delà de l'isobathe de 110 m, pour atteindre très vite une énergie relativement importante, avec des encaissements atteignant parfois 15 m. On les suit dès lors sans ambiguité jusqu'à l'accore, où leur cours inférieur est détourné vers l'Ouest ou le Nord-Ouest par des cordons littoraux de galets.

On voit sur la carte bathymétrique (planche III, Fig. 26, pp. 40-41) que le profil transversal des vallées est souvent en V, parfois en W lorsqu'une île (chicot rocheux ou lambeau de terrasse) séparait la rivière en deux bras. Ce n'est qu'à l'aval que les vallées s'élargissent et acquièrent un fond plat sur une largeur appréciable.

Les coupes procurées par les prospections sismiques montrent que le remblaiement est souvent de l'ordre de grandeur de 15 m (des exemples précis seront commentés dans la troisième partie), et que le profil transversal lors de la phase de creusement maximal était en V plus accentué qu'aujourd'hui. Ces coupes montrent aussi que l'une au moins des vallées est, sur une partie de son cours, partiellement remblayée, sur sa rive droite, par des sables marins cheminant sur le fond. C'est là en effet ce à quoi on peut s'attendre si les sédiments superficiels peuvent être déplacés actuellement par les houles les plus longues. Le problème est même de savoir pourquoi les vallées n'ont pas été complétement remblayées par ces sédiments en mouvement, ce qui conduit à se demander si, façonnées initialement par le ruissellement subaérien, elles ne seraient pas, actuellement, entretenues par une sorte de "ruissellement sous-

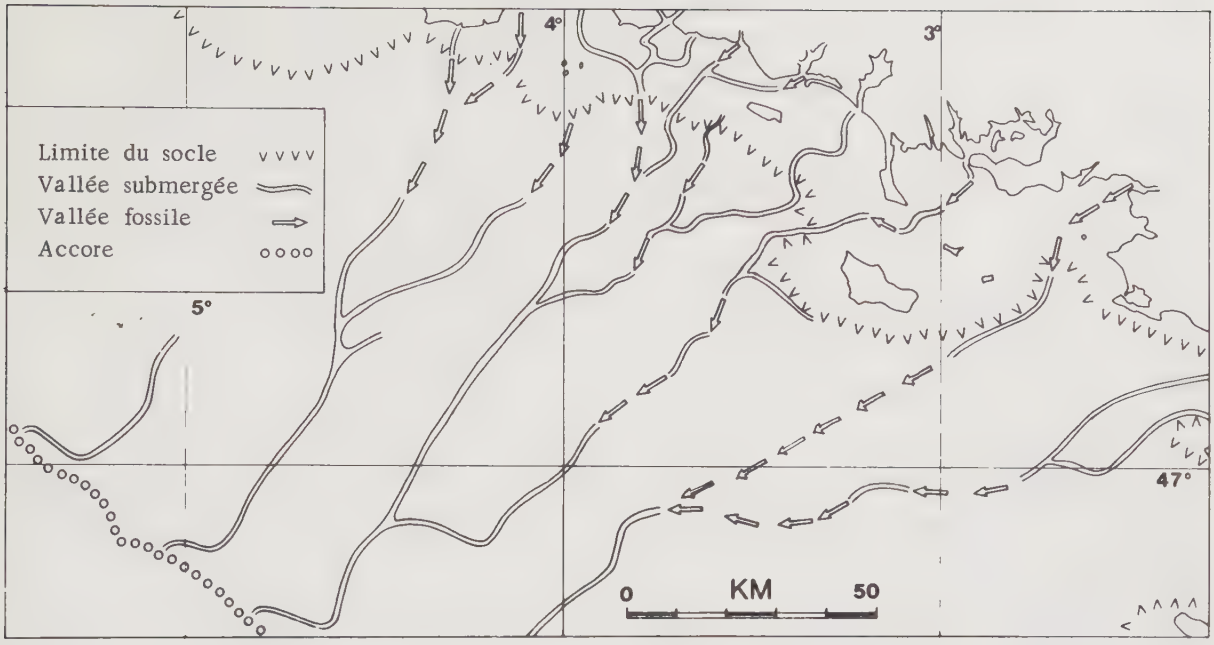


Fig. 25 - Carte schématique de la disposition des vallées submergées ou fossiles. 1 / 1 500 000.
- Outline of the distribution of submerged or fossil valleys.

marin". Cette notion, qui ainsi formulée peut paraître saugrenue, l'est moins si l'on parle simplement de courants de retour au ras du fond, empruntant de préférence les régions déprimées où les houles longues n'exercent pas de frottement sur le fond. Je reviendrai dans la seconde partie sur les arguments qui conduisent à envisager la possibilité d'une telle action, et sur son mécanisme possible.

Les reliefs rocheux.

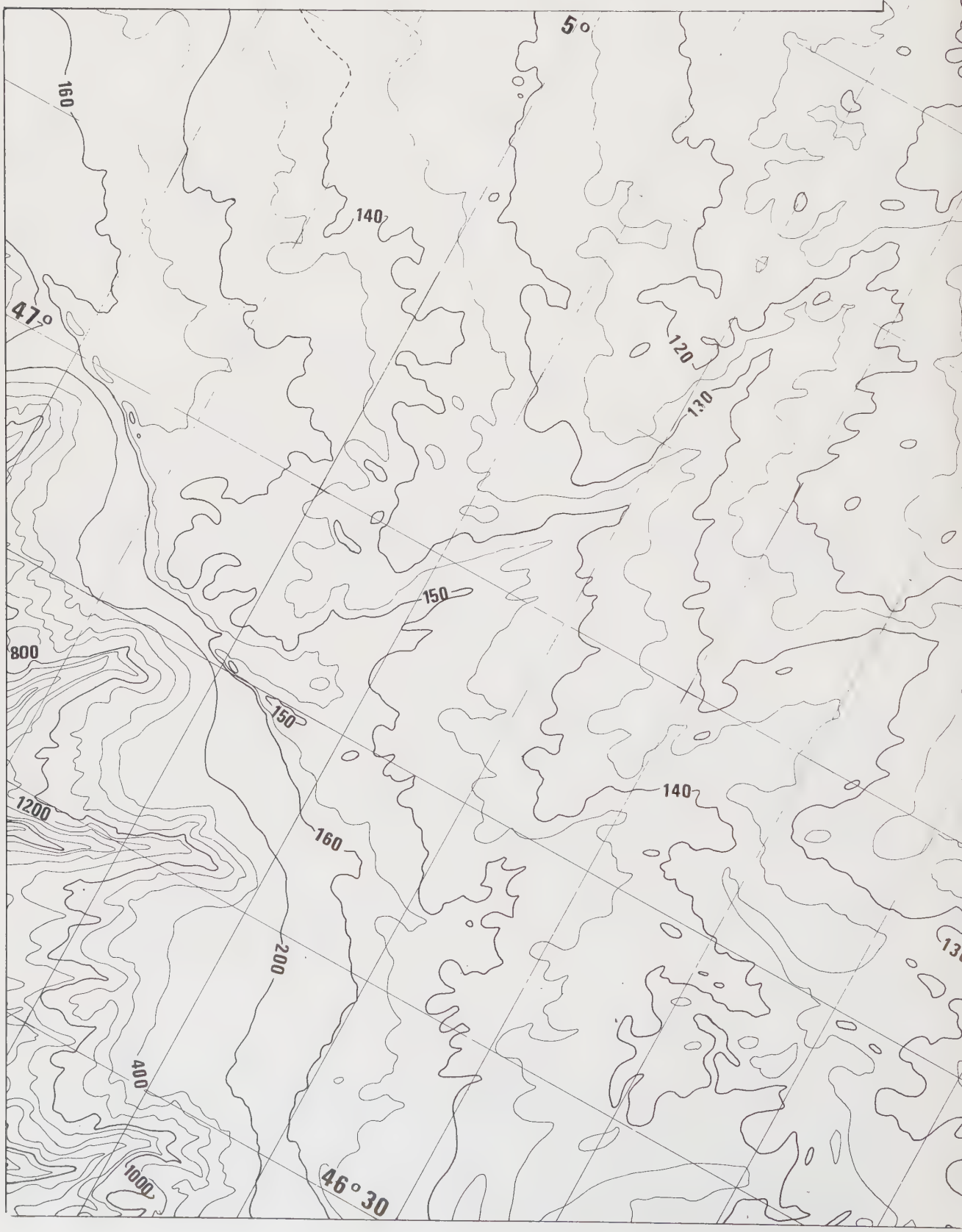
Les reliefs rocheux du plateau continental proprement dit, c'est-à-dire au-delà de la limite des affleurements de roches du socle hercynien, sont relativement modestes. Aucun d'entre eux ne dépasse 13 m de commandement par rapport à la plaine sédimentaire encadrante. Ils ne sont pas très étendus non plus, et seul le "chaînon" qui flanque, au Sud, le Banc Bertin, atteint 18 km de long (mais n'atteint pas 5 km de large). Ils apparaissent comme des îles parmi le recouvrement sédimentaire, plus précisément comme des archipels : les deux cartes des fig. 27, p. 42, et 28, p. 43, donnent une idée de deux de ces archipels, celui du Banc Bertin, au Sud et au Sud-Ouest de Groix, et celui, plus modeste, de Karreg Koat Kersaoz, au Sud de Lesconil.

Leur exiguïté et leur dispersion expliquent qu'ils soient généralement dénommés en breton "Karreg", terme qui s'emploie à la côte pour une roche isolée, mais non pour une colline rocheuse. La toponymie française, qui coexiste ici avec la toponymie bretonne et a été forgée indépendamment, emploie le terme de "Roche". J'ignore quel terme emploie le troisième système toponymique, celui des pêcheurs espagnols (qui, à vrai dire, ne s'aventurent guère dans les régions les plus riches en roches).

Dans la région étudiée, les reliefs rocheux ne se rencontrent que dans deux situations :
- d'une part le long de la limite du socle hercynien, sur 15 à 30 km de large ; il s'agit essentiellement de roches éocènes, dont près d'une centaine d'échantillons ont été prélevés, parmi lesquels le tiers seulement contenaient une faune datable. Presque tout ce qui est datable est du Lutétien supérieur (Biarritzien), à la seule exception de deux échantillons obtenus par dragages, l'un à l'Ouest d'ar Vein, qui contenait de l'Yprésien, l'autre dans le "Trou Ouest" (à l'Ouest de Goulphar, ce qui place ce trou, curieusement, au Sud du "Trou Sud", dont le nom fait référence à Groix ; voir fig. 28, p. 43, vers 47° 18' N et 3° 28' W Gr.) où une vallée taillée dans le Lutétien est partiellement remblayée par des marnes calcaires d'âge stampien. La plupart des échantillons datables sont des calcaires très coquilliers, de couleur ocre-jaune, riches en faune de faible profondeur, et ils sont susceptibles d'appartenir tous au

Fig. 26 - Bathymétrie de la plateforme continentale, 1 / 500 000.

Equidistance des courbes : 5 m jusqu'à 160 m (maîtresse-courbe tous les 10 m),
200 m sur l'escarpement (maîtresse-courbe tous les 1 000 m).



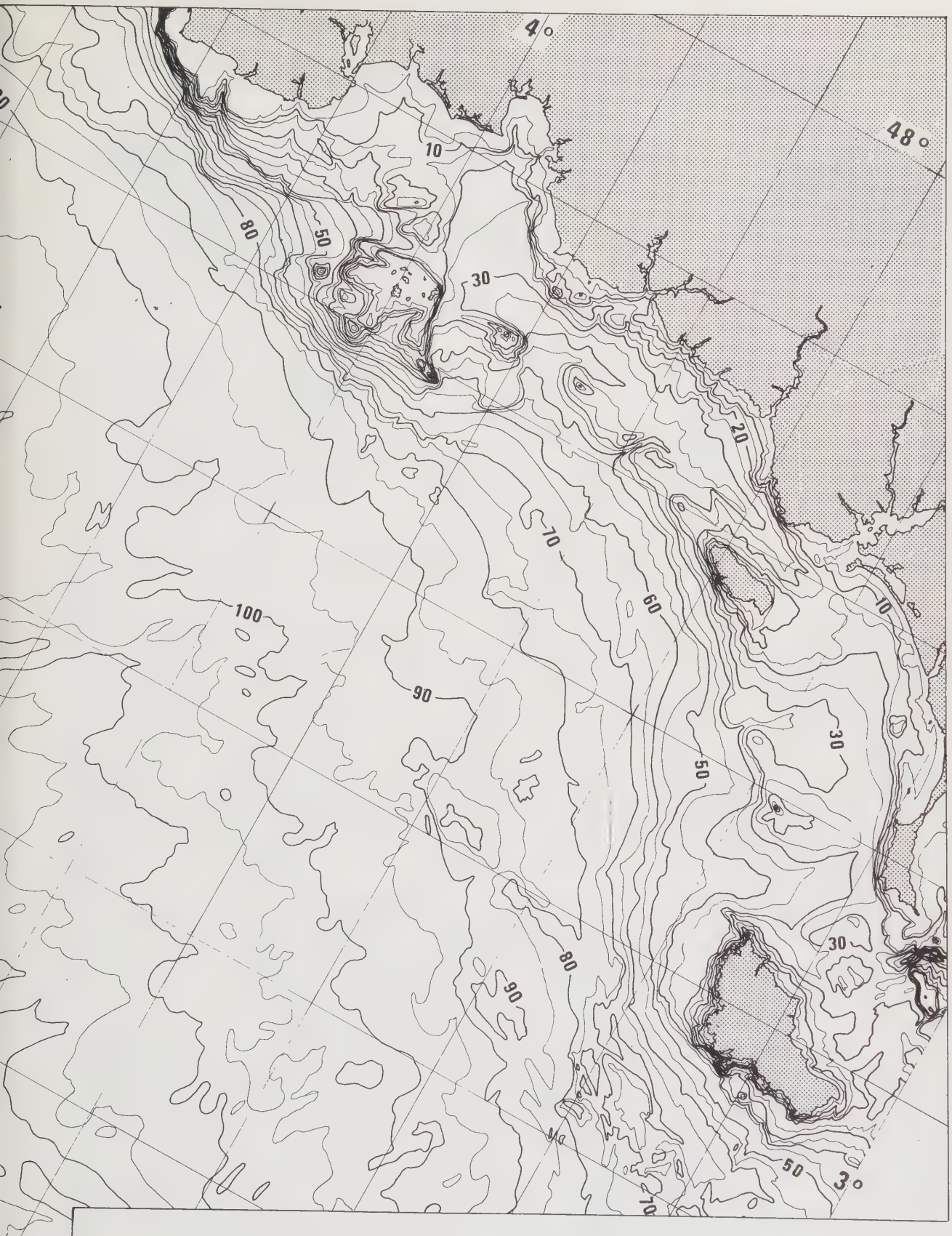


Fig. 26 - Bathymetry of the continental shelf, 1 / 500 000.

Contours at 5 m intervals on the shelf, down to 160 m (coarser contours at 10 m intervals), at 200 m intervals on the scarp (coarser contours at 1 000 m intervals).

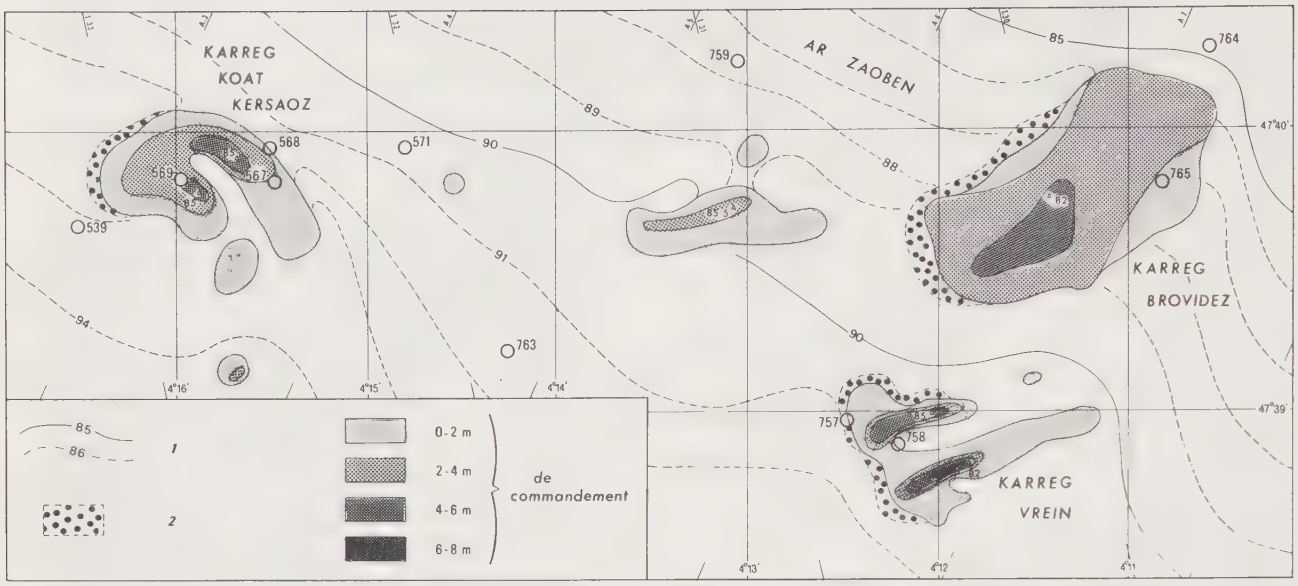


Fig. 27 - Les roches de Karreg Koat Kersaoz, au Sud de Lesconil. 1 / 50 000. 1 = Isobathes
- Rocky hills, at Karreg Koat Kersaoz, South of Lesconil. 2 = Sables coquilliers

même banc dur, qui constituerait donc la plupart des reliefs fossilifères, grâce à une tectonique complexe qui le ramène souvent à l'affleurement : nous verrons en troisième partie, chapitre I, dans quelle mesure les indications de la réflexion sismique confirment cette interprétation et permettent d'expliquer la disposition de ces reliefs à l'aide des lois simples de la morphologie structurale classique.

Mais outre ces échantillons datables, il existe ici deux autres types de roche : d'une part un grès à ciment siliceux, très dur, à fantômes de nummulites, qui forme notamment les collines de Bonneten, vers 47° 33' N et 3° 33' W Gr. ; d'autre part, très fréquent, un calcaire dolomitique ou une dolomie azoïque, à quartz et glauconie altérée, qu'ANDREIEFF & al., 1968, estiment pouvoir correspondre à des assises éocènes plus récentes que le "Biarritzien". Cette idée est renforcée par les observations d'ANDREIEFF & al., 1969, par 5° 10' W, où les pendages sont réguliers et où les dolomies azoïques sont plus au large que le Lutétien daté. Ce sont donc trois assises résistantes que fournit l'Eocène au voisinage des roches du socle.

La mise en valeur par l'érosion différentielle de ces assises dures suppose la présence, entre elles, de couches tendres. Elles sont ici impossible à saisir, alors que sous Gâvres on peut arriver à prélever des sables à nummulites non roulées, qui sont probablement des sables éocènes presque en place. On ne peut que supposer que les couches tendres du large sont aussi des sables, qui fourniraient une part de la couverture meuble actuelle, dans laquelle les nummulites éparses ne sont pas rares.

- d'autre part, on rencontre des reliefs à noyau rocheux sur le plateau continental externe. Si l'on en juge par analogie avec ce qui est connu plus à l'Est et plus à l'Ouest, il s'agit de Miocène, probablement d'Helvétien ; mais personne n'a jusqu'ici pu en prélever un échantillon dans la région que j'étudie. C'est que ces reliefs sont modestes, et couverts de sable. Quelques têtes de roche saillent des sables, à la faveur, sans doute, de bancs plus durs et de pendages localement plus forts. On les observe parfois au sondeur, mais il est presqu'impossible de revenir dessus, car les pointements sont très exigus, quelques mètres de largeur seulement, ce qui signifie que même si l'on relève la position au Decca à l'instant même où l'on note la roche au sondeur, la précision qui serait nécessaire pour pouvoir retrouver la roche est très supérieure à celle que l'on obtient avec le Decca. Plusieurs fois, pourtant, nous avons pu revenir sur de telles têtes de roche. Il est même arrivé qu'on les voie au sondeur à l'instant même où le carottier touchait le fond, et que pourtant on ne remontait que du sable, ceci parce que l'endroit frappé par le carottier n'est pas à la verticale du sondeur.

L'ignorance dans laquelle nous sommes de la nature et de l'âge de ces roches qui saillent sur le plateau externe n'interdisent pas toute spéculation sur leur morphogénèse, car les coupes sismiques renseignent sur les pendages, les failles, et, dans une certaine mesure, sur la dureté respective des diverses couches.

Fig. 28 - Les "bastions" de Lutétien Supérieur et de dolomies, autour du Banc Bertin.
- "Bastions" of Upper Lutetian or dolomites, around Banc Bertin. 1/200 000.

La cartographie de ces chicots du large, qui, faute d'un équipement en Sonar latéral, aurait été impossible à réaliser correctement par les scientifiques, est, dans une certaine mesure, faisable à partir des renseignements recueillis par les patrons de chalutiers. Ces chicots provoquent en effet de graves avaries sur les chaluts, et leurs positions Decca sont notées par les victimes, et communiquées par elles, plus ou moins largement, aux autres patrons. Chacun a donc des listes ou des cartes de croches, et des synthèses ont été effectuées tant dans le "livre des croches" d'E. Manière que sur une carte dressée à partir des indications de patrons rochelais par MM. Letaconnoux et Pairain au Laboratoire de l'I.S.T.P.M. de La Rochelle. A partir de ces synthèses, des cartes particulières qui m'ont été communiquées par divers patrons que j'en remercie, et de listes que d'autres m'ont prêtées, j'ai établi, en éliminant les croches dont les descriptions donnaient à penser qu'il s'agissait d'épaves, la carte de la fig. 29, page suivante.

On y distingue deux types de "croches" : les croches basses, qui sont souvent des "blocs démesurés" dont je parlerai plus loin, et les croches hautes, qui sont généralement des têtes de roche. Leur nombre n'est pas très important, et il en existe sans doute d'autres que celles portées sur cette carte ; mais pas beaucoup d'autres, car les diverses sources, qui sont en grande partie indépendantes les unes des autres, signalent souvent les mêmes croches (avec de menues divergences de position qui sont le gage de l'indépendance des sources) ; or, si on n'avait encore eu l'occasion de rencontrer qu'une faible proportion des croches existantes, les duplications entre sources indépendantes seraient rares. Je pense donc que la carte, telle qu'elle est, donne une idée juste de la répartition des croches hautes.

Elles occupent rarement le sommet des interfluves, mais sont fréquentes sur les versants des vallées. On en trouve aussi, parfois assez rapprochées, au fond des principaux thalwegs, mais dans des positions où les coupes sismiques indiquent un épais remblaiement alluvial, de sorte que l'identification comme tête de roche est fort douteuse : c'est qu'il n'est pas toujours possible, au vu des avaries subies par un chalut, de savoir si elles sont dues à une épave ou à une tête de roche. La disposition au flanc des vallées est logique, s'agissant de roches sédimentaires subhorizontales, relativement tendres au surplus, si l'on en juge par les facies rencontrés de part et d'autre de la région étudiée. La surface sommitale ne compte guère d'affleurements, dans les régions émergées, quel que soit l'âge de cette surface et la nature des roches qu'elle tronque, et c'est toujours sur les versants que l'on va chercher les coupes. Il en est donc de même ici, et celà confirme que, contrairement à ce qui se passe autour du Banc Bertin où un vigoureux rajeunissement semble avoir créé un relief relativement contrasté, le plateau externe, lui, n'a connu qu'une incision modérée qui a épargné l'essentiel du paysage initial.

Ce caractère de la région que j'ai étudiée, et qui est limitée par une droite tirée au Sud-Ouest de Goulphar (à Belle-Ile), l'oppose à la région étudiée par Vanney (1969) dans laquelle les roches du large, qui sont de l'Helvétien, ont été mises en relief par une érosion assez marquée. Là, la vasière du large ("Grande Vasière") est abritée par ce chapelet de collines, qui forment ce que certains pêcheurs appellent la "Grande Barrière". Rien de tel ici, et c'est ce qui explique qu'il n'y ait pas de continuité réelle entre la grande vasière telle qu'elle se présente au Sud et au Sud-Est de Belle-Ile, et son prolongement apparent à l'Ouest (voir la carte générale de la vasière, fig. 31, p. 48).

Section II.
La couverture sédimentaire meuble.

La couverture sédimentaire meuble occupe la majeure partie du plateau continental, mais elle présente une grande variété : tantôt il s'agit de graviers et de galets, avec çà et là des blocs démesurés, tantôt ce sont des sables, grossiers, moyens ou fins, tantôt enfin des pélites en plus ou moins grande abondance colmatent les vides entre les particules plus grossières, et même, localement, forment la majeure partie du sédiment. Les origines ne sont sans doute pas moins variées que les textures : à côté des produits d'altération du substrat, restés en place ou colluvionnés, on trouve des terrasses alluviales, des plages marines, des deltas, des dunes, le tout mis en place lors de phases d'émersion, mais aussi des dépôts proprement marins, sableux (comme les ridins de l'Ouest) ou vaseux.

L'origine des divers dépôtssera étudiée dans les seconde et troisième parties. Je n'indiquerai ici que la répartition des diverses textures, en indiquant seulement quels problèmes morphologiques sont posés par cette répartition.

Les éléments les plus grossiers sont les "croches basses" cartographiées sur la fig. 29 : ce sont des éléments meubles, qui sont parfois remontés dans les chaluts, et qui sont souvent déplacés lors des chalutages. Les positions indiquées sur la figure ne sont pas forcément exactes aujourd'hui, en raison

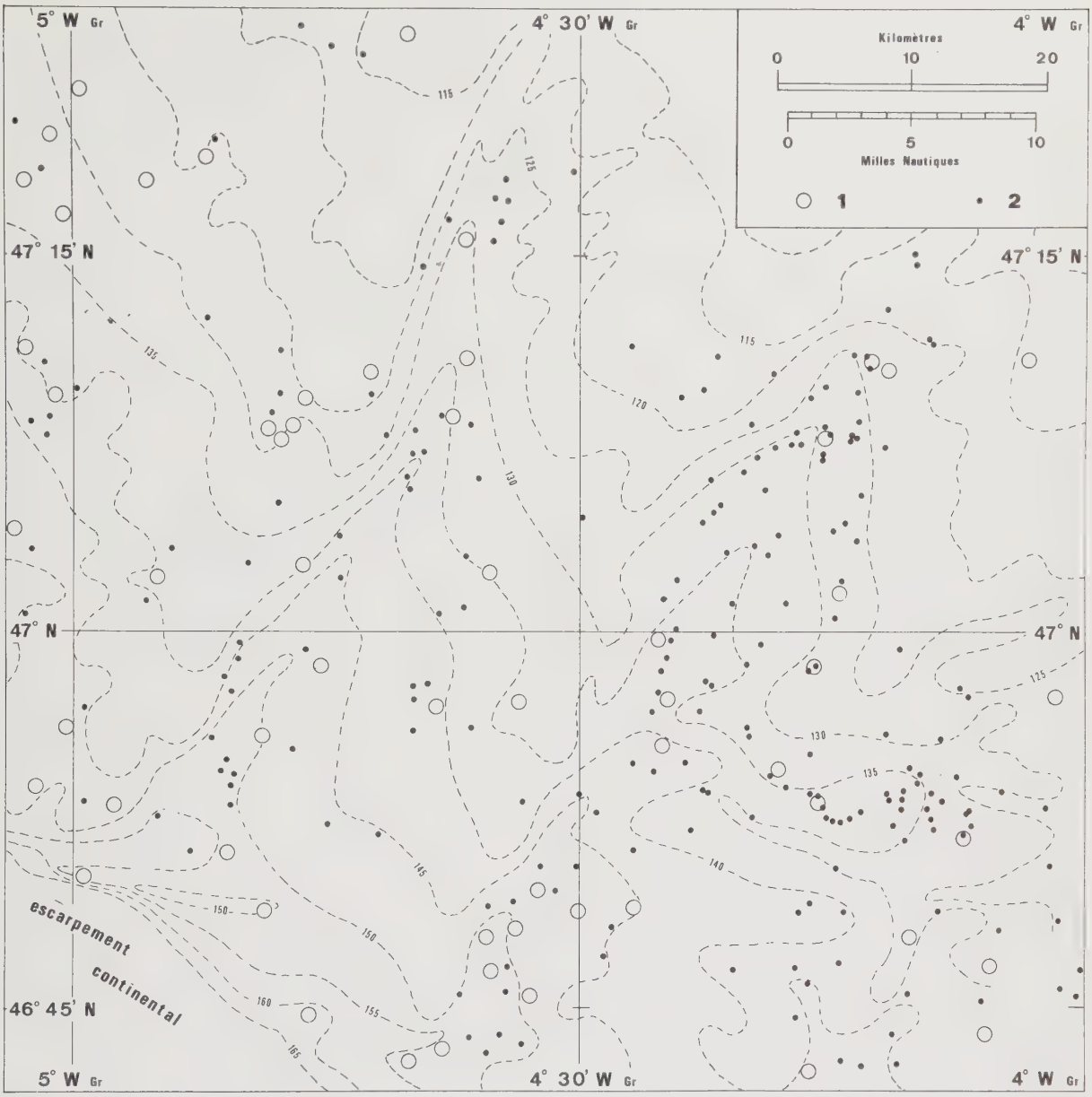


Fig. 29 - Carte de croches, pour une partie du plateau continental externe. 1 / 500 000.
- Chart of hard bottoms, for a part of the outer shelf.
1 = Croches élevées (high "hooks", or rocks) 2 = Croches basses (low "hooks", or blocks).

des déplacements subis depuis que la croche a été signalée. Certains blocs démesurés ont même pu être signalés en plusieurs positions successives. Il est exceptionnel que ces blocs soient ramenés au port. L'un d'eux est cependant déposé sur le quai de La Rochelle. Un autre avait été rapporté à Lorient en 1963, à cause de son étrangeté : c'était, semble-t-il, un crâne de mammouth. Mais comme il encombrait le quai, il a été rejeté à la mer. Il est donc difficile de savoir quelle est la nature de ces roches.

Les descriptions qui m'en ont été faites ("ce sont des roches comme celles d'ici", disent guilvinistes et port-louisiens : donc des granites) excluent tout apport par colluvionnement. La répartition dans les vallées incite à y voir des apports fluviaux, flottés par inclusion partielle ou totale dans des radeaux de glace ; ce seraient donc de véritables "blocs démesurés" transportés par des fleuves périglaciaires, comme les blocs connus dans les terrasses quaternaires de la Seine (à Moisson, par exemple). Mais le fait qu'ils ne se rencontrent qu'à l'aval des vallées, à partir de 115 m de profondeur, oblige à envisager un apport marin à une époque où le niveau de la mer aurait été vers 115 m sous l'actuel ; ce qui s'accorderait avec la présence de quelques blocs sur les interfluves, toujours en dessous de cette isobathe. Le transport de tels blocs par les glaces marines n'est pas non plus sans exemple, puisqu'il

existe des blocs de granite dépassant le mètre cube dans certains cordons de galets de silex, mis en place au Pléistocène dans les Bas-Champs picards. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de tirer d'argumentation morphologique de la présence de ces blocs démesurés, et je ne reviendrai donc pas sur leur cas en seconde et troisième partie ; il faudrait, pour qu'on puisse en tirer quelque chose, que les pêcheurs qui en remontent dans leurs chaluts les photographient, vérifient s'ils portent ou non des stries, et prélèvent un fragment de roche. Ceci, bien entendu, en notant la position Decca qu'occupait le bloc.

Les galets, graviers et sables forment, eux, une couverture quasi-continue. De nombreux dragages (environ 700) et quelques dizaines de carottages ont été opérés sur le plateau continental, par le C.R.E.O. (Lapierre, 1969), par le B.R.G.M. (Andreieff & al., 1971), par Boillot (thèse, 1964, p. 169, et divers travaux depuis), par Glémarec à bord du Jean-Charcot, par Glémarec et moi à bord de la Pelagia, par Delanoë et moi à bord du Job-ha-Zelian. J'ai eu communication des résultats de la plupart de ces prélévements, et j'en remercie ces collègues et amis. La carte de la fig. 30, p. 47, est une synthèse de ces résultats, en ce qui concerne la fraction sablo-graveleuse. J'ai utilisé une classification un peu bâtarde, qui seule permettait d'utiliser ensemble les données hétérogènes provenant des divers chercheurs : la catégorie des sables fins est celle dans laquelle la fraction inférieure à 315 microns prédomine ; dans les sables moyens et grossiers, la fraction comprise entre 315 et 2 000 microns domine, et les graviers représentent moins de 30 % de la fraction sablo-graveleuse ; dans les sables grossiers et graviers, il y a plus de 30 % de gravier (particules de plus de 2 mm). Aucune différence systématique n'a été constatée, pour cette fraction, entre les dragages estivaux et les dragages hivernaux, et j'ai donc utilisé ensemble toutes les données.

La carte ne couvre qu'une partie du plateau, celle où la densité des dragages était la plus forte. Chaque dragage est figuré par un symbole à valeur granulométrique, et des trames indiquent les aires de répartition de chaque type de sédiment. Il y a une certaine part d'arbitraire dans les limites de zones, et on pourra s'en rendre compte en comparant ma carte avec celle procurée par Andreieff & al., 1971, fig. 5, qui utilise environ les deux tiers des dragages que j'ai employés : les différences sont très importantes, parce que la carte de l'équipe du B.R.G.M. vise à la neutralité, alors que j'ai dressé la mienne pour vérifier l'hypothèse selon laquelle il y a une corrélation entre la position topographique et la bathymétrie. Ma carte montre donc que dans l'état actuel des connaissances il est possible de tracer les contours des aires occupées par les divers types de sable de telle sorte que ces aires coïncident avec certaines situations topographiques.

Les graviers n'existent que sur les hauteurs, et accessoirement au flanc de la vallée la plus importante. Les sables moyens et grossiers occupent l'essentiel des interfluves, et les sables fins occupent les vallées. Une telle disposition permet d'envisager l'hypothèse selon laquelle les éléments meubles ont été l'objet d'un vannage sur les hauteurs, où il ne resterait plus que des éléments grossiers, alors que les matériaux fins auraient été accumulés dans les dépressions. Mais elle ne permet pas, à elle seule, de savoir si ce vannage est dû au colluvionnement subaérien en période d'émersion, à l'action du vent sous un climat périglaciaire sec, au tri par la mer lors de phases littorales, au remaniement par les courants sous quelques mètres d'eau, ou à un déplacement actuel par les houles les plus fortes. Nous reviendrons, dans la seconde et la troisième partie, sur ces diverses possibilités, entre lesquelles d'autres arguments, tirés des coupes sismiques, de la morphoscopie, ou de la minéralogie, permettent parfois de choisir.

Sables et graviers comportent une part variable de débris coquilliers, qui diminue assez régulièrement d'Ouest en Est : 60 à 70 % à l'Ouest, vers 5° W Gr., mais seulement 30 à 40 % à l'Est, vers 4° W. Ce gradient, replacé dans une perspective plus large, incite à faire venir de la mer Celtique les éléments coquilliers, qui y constituent plus de 90 % du sédiment : on aurait alors une sorte de dérive de ces sables sur le fond, vers le Sud-Est, selon des itinéraires légérement obliques par rapport à l'accore, de telle sorte qu'ils finissent par se perdre sur l'escarpement continental. L'Ouest de la région étudiée présente d'ailleurs bien des particularités : la basse vallée de l'Odet, précisément la région que l'on appelle "Karnak", par comparaison avec les alignements de menhirs, en raison de la présence de nombreux blocs démesurés, forme la frontière orientale d'un vaste champ de rubans, façonnés dans une menue gravelle. Peu élevés (un à deux mètres) et relativement espacés (de 200 m environ), ce sont les plus orientaux des ridins de la mer Celtique. Pour trouver des dunes hydrauliques ou de grands ridins de plusieurs mètres de hauteur, il faut aller plus loin à l'Ouest, jusque vers 5° 30' W Gr., près du canyon d'Audierne. Pour ces ridins et ces dunes, le problème est leur âge : sont-ils actuels, comme le pensent les chercheurs de Wormley, ou sont-ils des héritages, aujourd'hui inertes, d'une époque où le niveau de la mer, plus bas de 50 ou 80 m, facilitait l'action des courants ou des houles longues sur le fond, comme le pense L. Berthois ? C'est ce que nous verrons en seconde partie, chapitre III.

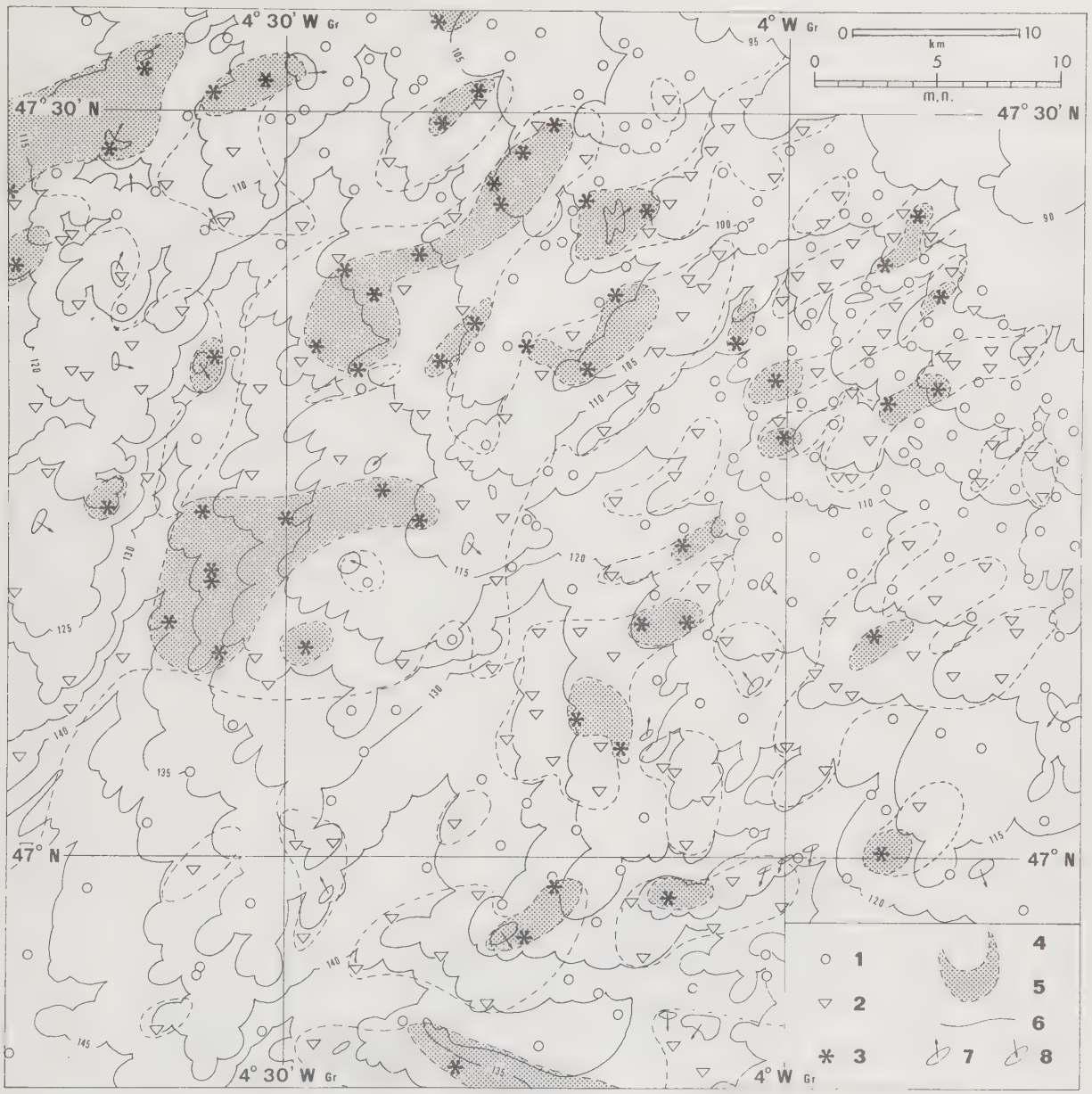


Fig. 30 - Sables et graviers d'une partie du plateau continental. 1/500 000.
- Sands and Gravels, on a part of the shelf.

1 = dragages contenant des sables fins (définition p. 46) ; 2 = dragages à sables moyens et grossiers 3 = dragages à sables grossiers et graviers ; 4 = aire couverte de sables moyens et grossiers 5 = aire couverte de sables grossiers et graviers ; 6 = isobathe ; 7 = sommets ; 8 = dépression fermée.

Outre les sables et graviers, il existe des galets. Bien roulés le plus souvent, ils se rencontrent dans deux situations : d'une part le long d'anciens littoraux, et notamment au pied de falaises, par exemple le long du "chaînon" qui flanque, au Sud, le Banc Bertin (voir fig. 28, p. 43 ; Pinot, 1968, fig. 2) ; d'autre part le long des vallées, soit mêlés aux graviers (comme dans la terrasse alluviale située vers 130 m de fond au bout Nord du Karnak, par 47° 10' N et 4° 35' W Gr.), soit pratiquement seuls. C'est à peu près sans mélange que les galets forment les énormes "pouliers" qui bordent l'accore au débouché de chacune des vallées et qui ont été signalés dès 1896 par Bleicher. Là, il y a environ deux tiers de galets faits de roches du socle, et un tiers de galets faits de roches sédimentaires, ce qui implique un apport par les fleuves, même si la mise en place a été largement influencée par la mer. Etant donné l'importance de ces pouliers dans l'histoire morphogénétique de l'escarpement continental, c'est au chapitre V de la troisième partie que l'on trouvera leur étude.

Les fonds vaseux occupent la partie moyenne du plateau, de part et d'autre de l'isobathe de 100 m. Leur surface ne représente qu'entre le quart et le tiers de celle du plateau, mais la région où on les rencontre s'étend sur à peu près la moitié de la zone étudiée, à cause de l'imbrication entre fonds vaseux et fonds sableux ou rocheux.

Ces vases ne sont, le plus souvent, que des "sables vaseux" dans lesquels la teneur en pélites (particules de moins de 50 microns, 0,05 mm, de largeur) n'atteint pas 25 %. Seules des dépressions particuliérement protégées renferment de véritables vases, qui comportent jusqu'à 92 % de pélites. Les sables légérement envasés, avec moins de 5 % de pélites, ne sont pas compris dans les surfaces considérées comme vaseuses et cartographiées sur la fig. 31, ci-dessous.

J'ai disposé, pour l'élaboration de ces cartes, des résultats d'environ 700 dragages, dont la majeure partie ont été opérés en été, surtout en 1966 (mission Glémarec-Pinot sur la Pelagia) et en 1967 (mission B.R.G.M. sur le Bir-Hacheim). Les dragages hivernaux du Jean-Charcot ont été négligés pour l'établissement des cartes pour des raisons que j'exposerai plus loin. La couverture en dragages est inégalement dense, mais les zones le moins bien couvertes sont peu envasées, et les lacunes sont en cours de comblement à la faveur de missions sur le Job-ha-Zelian. Les cartes actuelles sont donc susceptibles d'améliorations, mais je ne pense pas qu'elles auront à être substantiellement modifiées.

La carte de la fig. 33 est un exemple des techniques d'interpolation utilisées : comme pour les sables et graviers, l'interpolation n'a pas été faite de façon purement mécanique ou arithmétique, en traçant les limites à égale distance des échantillons marginaux ; j'ai tenu compte du type d'écho fourni par le sondeur, là où je disposais des bandes ; ailleurs, j'ai placé les limites en fonction de la topographie, ce qui, en un sens, est un manque d'objectivité. Mais le fait que les tracés mis en place à partir d'un premier lot de dragages et de la carte bathymétrique, en fonction d'un certain modèle de relations entre topographie et envasement, n'aient pratiquement pas subi de modifications lors de l'insertion des résultats d'un second lot de dragages montre que le modèle adopté correspond assez bien à la réalité.

La carte ci-dessous montre l'opposition entre les deux régions de la vasière du large : de Rochebonne jusqu'au large de Belle-Ile, la vasière forme un ensemble au plan assez ramassé, enserré de

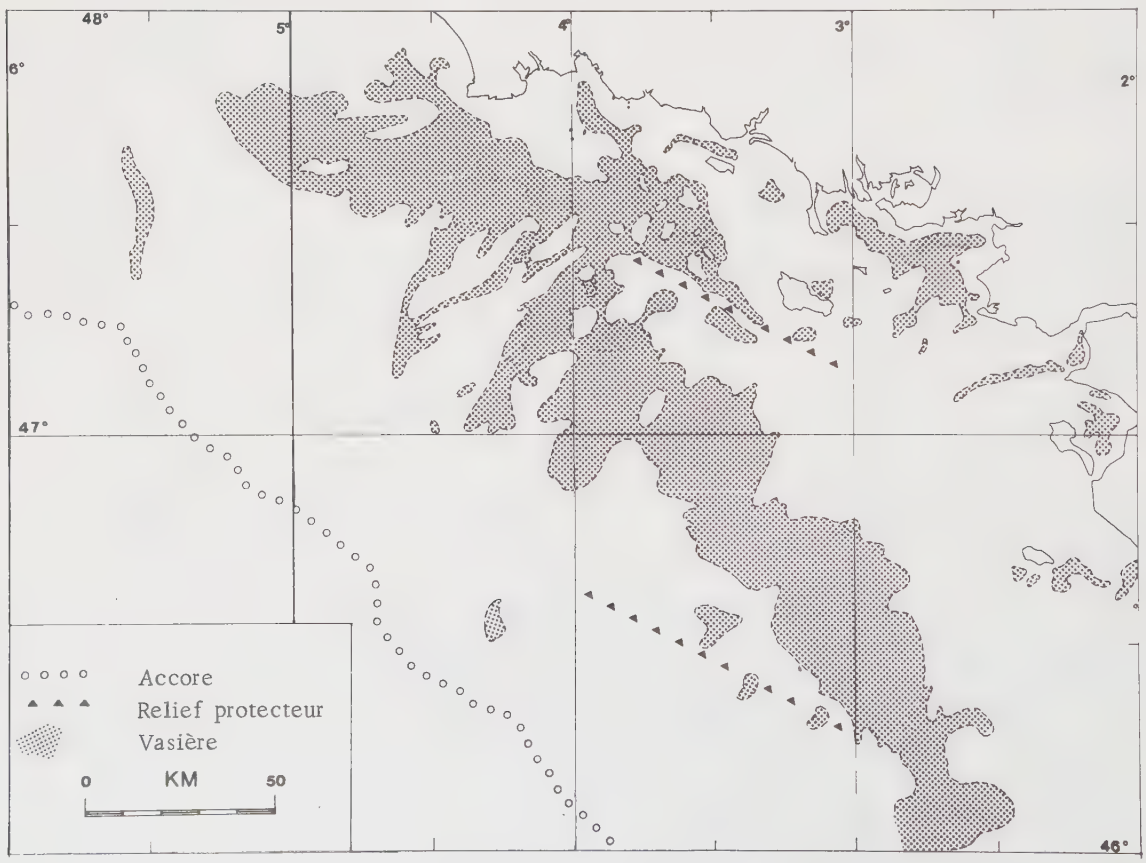


Fig. 31 - Répartition des vases sur le plateau continental sud-armoricain. 1 / 2 000 000.
- Distribution of the muddy bottoms on the south-armorican shelf.
D'après/after : Anne Hinschberger - Saint-Requier, Jean-René Vanney, Jean-Pierre Pinot.

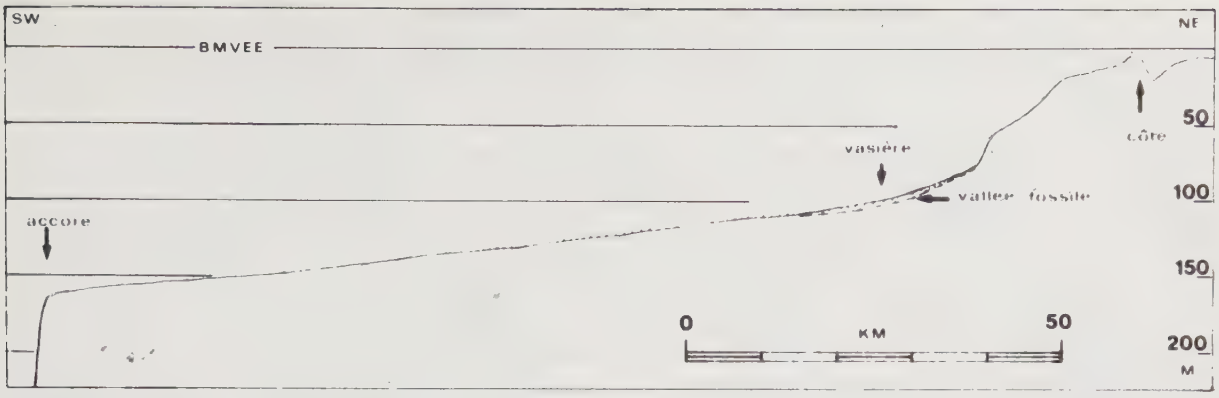


Fig. 32 - Profil longitudinal de la vallée submergée de l'Odet, et disposition des vases.
- Longitudinal profile of the submerged valley of Odet, and disposition of the muds.
Echelle des longueurs : 1/1 000 000. Echelle des hauteurs : 1/5000. Exagération : 200 fois.

façon assez stricte par les isobathes de 90 et 110 m, et comportant peu d'appendices ou d'avant-postes, et à peu près pas d'enclave non vaseuse. Du large de Belle-Ile au large de Penmarc'h, le plan devient extrémement compliqué, avec une division de deux éléments principaux : une traînée continue au pied même des roches du socle, et des appendices projetés vers le large le long de chacune des vallées submergées. A l'Ouest de Penmarc'h, le plan redevient plus simple, mais la vasière escalade les reliefs façonnés dans les roches du socle, et en occupe les dépressions.

Le premier type de situation des fonds vaseux est donc ici le pied des roches du socle. Depuis Goulphar jusqu'à Penmarc'h, il n'y a nulle part plus de 2 km entre les dernières roches cristallines ou cristallophylliennes et la nappe de vase, sauf devant la Basse Moullec où un important delta holocène repousse les vases à 7 ou 8 km des roches. La nappe de vase s'étend ainsi jusqu'à 65 m de fond au Sud de Groix, 75 m environ au Sud du Guilvinec. Vers le large, cette nappe principale s'étend jusqu'à des profondeurs variables, difficiles à définir avec précision parce qu'on passe progressivement aux langues de vase des vallées du large, mais de l'ordre de 90 m sous Groix et de 110 m sous Penmarc'h.

Cette nappe principale occupe donc la zone où le plateau apparaît comme le plus concave, les abords de la rupture de pente par laquelle se raccordent les reliefs de type continental qui forment l'échine rocheuse prélittorale ou l'avant-côte, et le plateau au relief peu énergique. C'est un site analogue à celui des vases du Sud-Est du golfe de Gascogne, qui occupent ce que Naudin et Prud'homme (1971, p. 137, et fig. 45 et 46) appellent des anomalies locales négatives par rapport à la surface régionale, définie comme celle qui relie par une pente constante la côte et l'accore. Là-bas, le plateau forme un dièdre articulé sur l'isobathe de 100 m. Ici, la situation est plus complexe, mais l'articulation se trouve un peu plus haut.

La fig. 32, ci-dessus, montre comment les vases de "pied de socle" fossilisent la vallée submergée de l'Odet, sous plusieurs mètres de dépôts fins, alors que plus en aval la vallée reste bien marquée dans la topographie et forme abri pour une langue peu épaisse de vases. Une analyse plus détaillées des irrégularités du profil longitudinal montre d'ailleurs des pentes moindres entre 110 et 115 m, puis entre 130 et 135 m, enfin entre 150 et 155 m. Deux de ces "replats" forment barrière retenant les vases : le replat de 110-115 retient la nappe principale, le replat de 130-135 retient la langue locale.

En raison de la dissymétrie très marquée entre les deux "berges" de la vasière du large, les modes de contact sont très différents : du côté des roches du socle, la vase reste très fine jusqu'à proximité immédiate de sa limite : c'est au pied même des roches, ou en bordure de l'ourlet de sables coquilliers qui les enserre, que l'on trouve les taux de pélites les plus élevés, dépassant parfois 80 %. Vers le large, au contraire, les taux de pélites décroissent progressivement, de sorte que la frontière n'est pas aisée à tracer et dépend du taux choisi comme limite ; cette progressivité n'a cependant qu'une valeur statistique, car dans le détail il y a une véritable marqueterie de buttes de sable, de massifs rocheux et de nappes de vase.

Le deuxième type de situation des vases est constitué par les vallées ou dépressions entaillant le plateau continental externe. Un exemple de vallées envasées est donné par la fig. 33, p. 50.

L'existence de ces "langues de vase" empruntant les vallées submergées peut être expliquée de deux façons : ce peuvent être des "coulées" de vase, le trop-plein de la nappe principale forment des écoulements boueux en direction de l'accore, en cheminant au ras du fond le long des thalwegs.

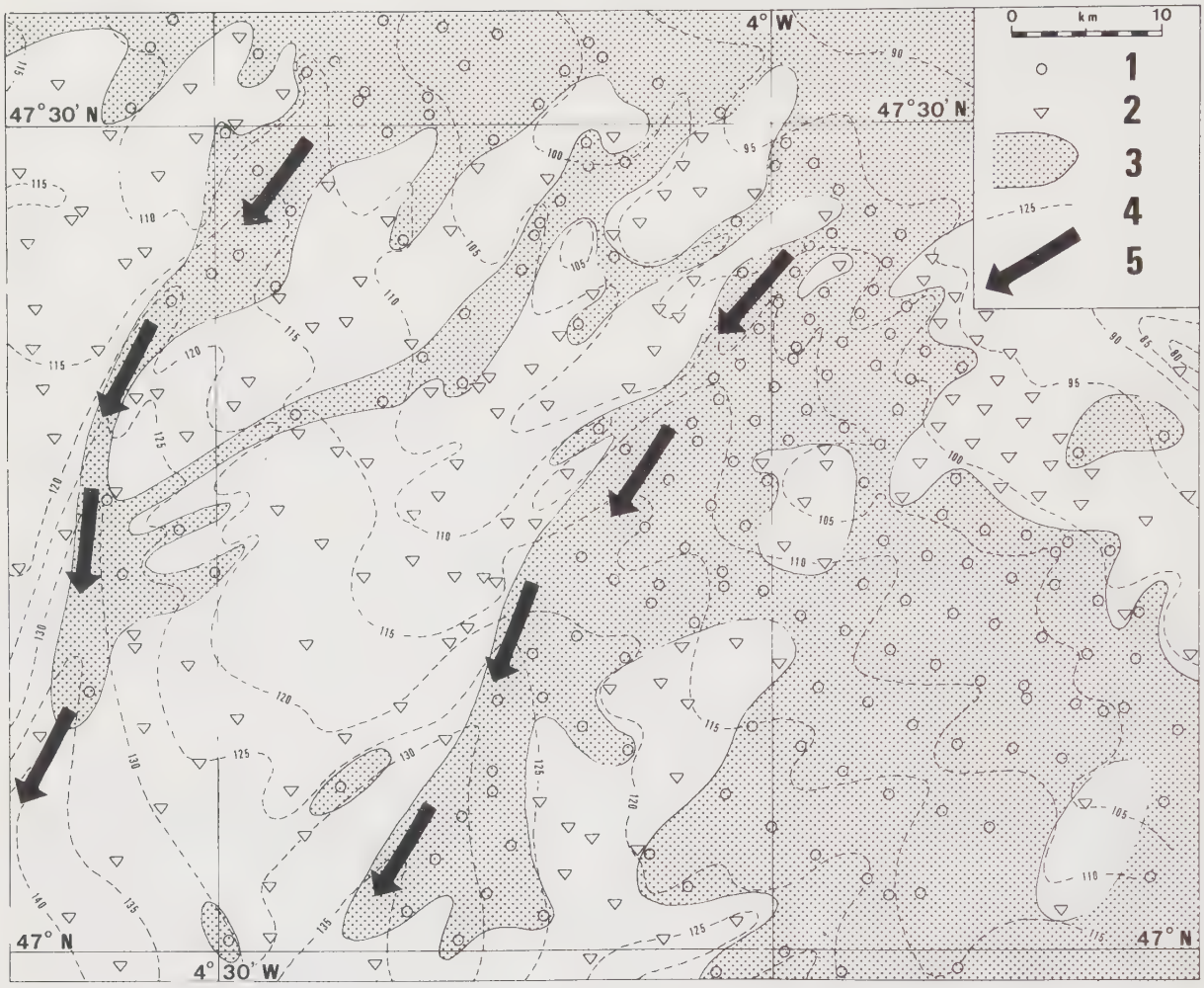


Fig. 33 - Langues de vase dans les vallées submergées et les dépressions du plateau continental.
- Tongues of mud in submerged valleys or depressions of the shelf. 1 / 500 000.
1 = Dragage estival ayant fourni une vase à plus de 15 % de pélites. 2 = Dragage ayant fourni un sédiment à moins de 15 % de pélites. 3 = Aire couverte par les vases à plus de 15 % de pélites. 4 = Isobathes. 5 = Axes des vallées principales.

Ou bien les vases plus ou moins sableuses de ces "langues" sont le mélange, refait à chaque saison, de sables et de graviers qui restent là en permanence avec des pélites remises en suspension lors de chaque période de houles longues frottant sur le fond, et qui, au retour du beau temps, se décantent sur l'ensemble du plateau, mais ne se maintiennent que dans les régions abritées. Cette deuxième explication est étayée par le fait que des "poches" isolées de vase existent au flanc de certains versants abrités, ou dans certaines dépressions, sans lien apparent avec les langues des vallées, alors que leur composition, du moins celle de leur fraction pélitique, est identique à celle des vases de vallées.

Un troisième type d'explication de la présence et de la répartition des vases faisait appel à des héritages. C'était l'hypothèse de travail qui avait été présentée par L. Berthois et de laquelle j'étais parti au début de mes travaux. Les vases pouvaient en effet, soit être le reste d'anciens marais littoraux formés derrière des cordons littoraux lors des régressions quaternaires, et le fait que l'un des premiers littoraux quaternaires qui ait été signalé, vers 100 m de profondeur (Lapierre, 1966), pouvait rendre compte de telles accumulations appuyait cette idée; soit avoir été mises en place au cours de la transgression holocène, en un temps où, le niveau de la mer étant à une cinquantaine de mètres plus bas qu'aujourd'hui, la redistribution des pélites était plus facile. L'hypothèse de marais littoraux est ruinée par la connaissance plus précise du plan des vasières, et de la topographie : il n'y a ni cordons littoraux bordant la vasière au Sud, ni horizontalité des dépôts vaseux, ni limitation de la vasière par une isobathe déterminée. L'hypothèse d'une mise en place sous 60 m d'eau plutôt que sous 110 m se heurte à la constatation que devant la Loire, qui apporte pourtant beaucoup de sédiments pélitiques, ceux-ci ne se maintiennent pas à 60 m de profondeur, ce qui montre que la mer y est trop agitée encore. Les mesures

de température effectuées (en été) pour la recherche des variations de la profondeur de la thermocline m'ont d'ailleurs montré que des tempêtes mineures assuraient le brassage des eaux de surface jusqu'à 50 et parfois 60 m, et que le brassage automnal qui aboutit à l'homothermie d'hiver et s'effectue sur toute l'épaisseur de l'eau ne pouvait qu'être dû aux tempêtes, qui agitent donc toute l'épaisseur de l'eau et sont susceptibles d'agir sur le fond. Les calculs opérés par des océanographes physiciens, et notamment par Miss Hadley (1964) aboutissent d'ailleurs à imposer l'idée d'un frottement appréciable des houles longues sur le fond. Mais l'argument essentiel qui m'a obligé à faire de ces vases un dépôt actuel, ou en tout cas en équilibre avec les forces actuelles, c'est la différence qui existe, au même point, entre les teneurs en pélites des dragages opérés en été, et celles des dragages hivernaux.

Lors de la campagne de la Pelagia de Septembre 1966, les prélévements étaient opérés de façon systématique, le long d'une hyperbole rouge sur trois, du réseau Decca de la chaîne 1. Le manque de temps nous avait obligé à renoncer aux dragages prévus sur les hyperboles B.3, B.6 et B.9, qui n'ont été faits qu'en Novembre de la même année par Michel Glémarec à bord du Jean-Charcot. Or, des différences très appréciables furent observées en ce qui concerne les taux de pélites : la moyenne des taux sur les hyperboles A. 21 et B.0, à l'Ouest, et sur les hyperboles B.12 et B.14, à l'Est, est respectivement de 17, 18, 18 et 14 %. La moyenne des taux sur les hyperboles pour lesquelles les prélévements ont été faits en hiver est de 1, 1 et 2 %. Or, l'été suivant, la campagne du B.R.G.M. n'a permis de déceler aucune différence systématique entre les deux zones, et, tandis que les prélèvements opérés dans les régions étudiées l'année précédente par la Pelagia donnaient à peu de chose près des résultats analogues aux nôtres, ceux opérés dans la région étudiée par le Jean-Charcot fournissaient au B.R.G.M. des valeurs considérablement plus fortes, autour de 15 à 20 % de pélites au lieu de 1 ou 2 %.

Ces observations confirment donc l'opinion reçue parmi les patrons de chalutiers, selon laquelle on "ne passe pas" en hiver, sinon au prix d'avaries, dans des régions où l'on passe sans dommage en été. Bien entendu, il est nécessaire de vérifier le rythme des variations du taux de pélites par des prélèvements réitérés en des points strictement définis, et c'est pourquoi l'I.S.T.P.M. a bien voulu accepter d'opérer à chaque occasion des prélèvements de sédiment en dix points de la vasière du large, définis par des intersections d'hyperboles Decca, et choisis dans des secteurs où il y a peu de variation du taux dans l'espace, et où une faible erreur de positionnement serait sans conséquence.

La disposition en langues de la vase le long des vallées résulterait donc assez probablement du redépôt printanier après une mise en suspension hivernale. Les pélites ainsi déposées pendant les périodes de calme ne pourraient se maintenir durablement sur les hauteurs, où l'agitation parvient facilement, et aboutiraient donc toutes dans les dépressions. L'homogénéité de la fraction pélitique, quant à la nature minéralogique et quant à la texture, homogénéité dont je reparlerai dans la seconde partie, me paraît un argument de poids pour faire admettre le brassage périodique, et probablement annuel, de l'ensemble des pélites. Un peu plus même que les pélites, car l'homogénéité granulométrique commence dès 80 microns : Si l'on divise chaque sédiment en deux parties, la fraction inférieure à 80 microns et celle supérieure, et que l'on compare les courbes granulométriques partielles de la seule fraction fine, ces courbes sont pratiquement identiques sur tout le plateau continental (voir seconde partie, chapitres II et III).

Ces remises en suspension périodiques peuvent aboutir à l'enlévement total de la fraction pélitique, comme en décembre 1966 le long des trois hyperboles B.3 à 9 ; dans la région occupée par la vase de pied de socle, où l'épaisseur est assez grande, il reste toujours des vases, mais probablement leur épaisseur est-elle diminuée saisonniérement. Il semble donc, en première analyse, et à titre d'hypothèse de travail, que l'on puisse considérer que la vasière du large est, saisonnièrement, d'une part moins étendue, et d'autre part moins épaisse. C'est dans la seconde partie que je m'emploierai à vérifier cette hypothèse de travail.

A l'extrémité des langues de vase, à l'aval des vallées, vers l'isobathe 135 m, la vase est percée par des pointements de blocs démesurés. Connaissant l'ordre de grandeur de la saillie de ces blocs sur le substrat alluvial, qui est d'un mètre environ, on peut, par la comparaison de la carte des vases et de la carte des croches, définir les régions où l'épaisseur des vases en été est inférieure au mètre. On remarque que l'aire d'envasement peu épais est bien plus étendue dans la basse vallée du Blavet que dans celle de l'Odet, ce qui tient vraisemblablement au fait que la moindre largeur et le plus fort encaissement de cette dernière en fait un abri plus efficace contre le frottement des houles longues sur le fond.

Section III.
Les problèmes de géomorphogénèse.

Les problèmes de morphogénèse relatifs au plateau continental, qui seront traités dans les seconde et troisième parties, y seront regroupés avec les problèmes de même nature qui se posent sur d'autres parties du précontinent, voire même sur les terres émergées d'une part, sur la plaine abyssale d'autre part. En effet, l'ensemble du versant sud-armoricain, depuis la ligne de partage des eaux des Monts d'Arrée ou du Méné, jusqu'à la plaine abyssale, je dirais même jusqu'à l'issue méridionale de la plaine abyssale du golfe de Gascogne; la porte Théta, forme un système cohérent, où les mouvements tectoniques et les variations climatiques qui affectent l'une des parties réagissent nécessairement sur les autres parties, de sorte que la morphogénèse ne peut être comprise que par une étude de l'ensemble.

De ce versant, je n'ai étudié personnellement que la tranche centrale, que je n'ai pu comprendre (pas toujours, d'ailleurs) que parce que les deux flancs en avaient été étudiés par d'autres, et que j'ai pu utiliser les travaux d'autrui et les incorporer dans mes raisonnements. Pour les terres émergées, je n'ai pas besoin de souligner ce que je dois à la thèse d'A. Guilcher (1948) ; pour la plaine abyssale, je n'ai disposé, tout récemment d'ailleurs, que d'un ensemble assez décousu de travaux dont la substance a été rassemblée dans les 2 volumes de l'Histoire structurale du golfe de Gascogne (1971), et dont j'ai tenté de faire un résumé synthétique dans le chapitre "additionnel" de cette première partie, intitulé "La plaine abyssale" (voir ci-après, pp. 71-76).

C'est donc en incorporant des arguments tirés aussi bien de l'histoire géomorphologique des terres émergées, ou d'observations faites dans la région périlittorale, que de la stratigraphie des sédiments corrélatifs de la plaine abyssale, que je tenterai, par exemple, de préciser le mode de façonnement et l'âge de la "surface sommitale" du plateau continental proprement dit, celle à partir de laquelle s'est effectuée l'incision du réseau fluviatile "actuel".

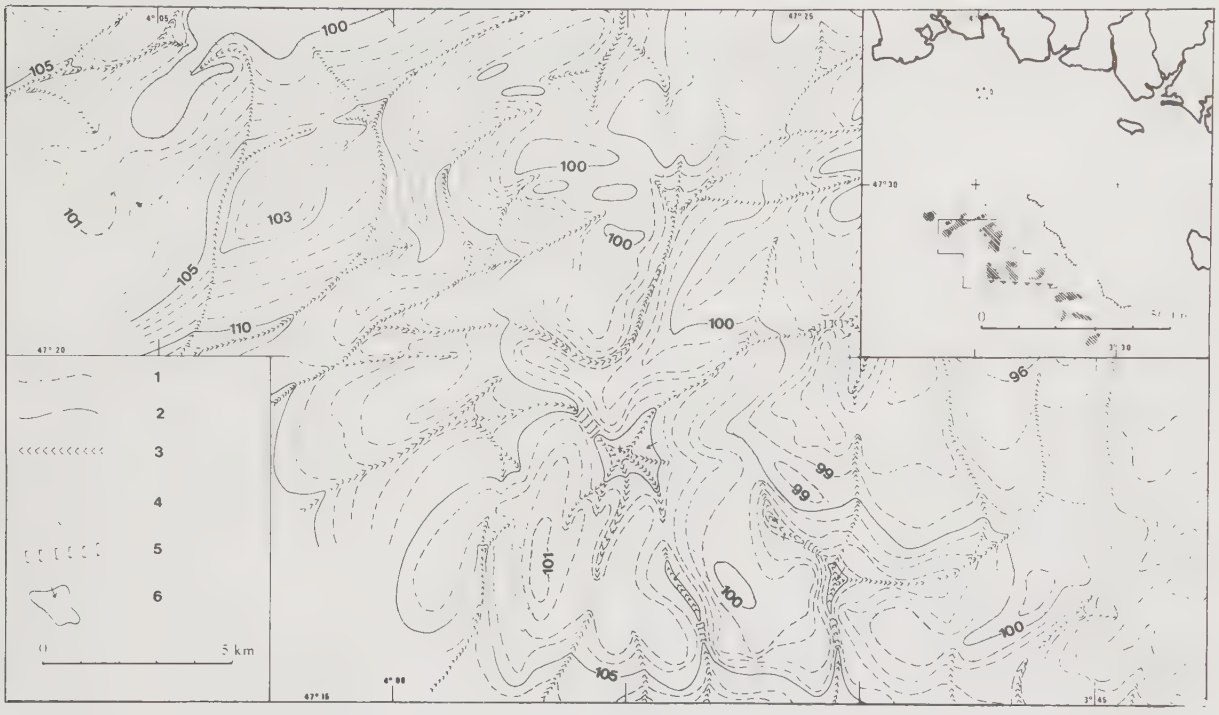
Nous avons vu (p. 35) que cette surface présente une pente régionale faible en apparence (vers 0,6 °/₀₀), mais qu'une comparaison avec les plaines littorales actuellement façonnées par d'assez grands fleuves des régions tempérées ou tropicales montre, tout compte fait, être plus forte que celles de bien des formes analogues nées en milieu subaérien. Il existe trois types d'explications possibles à cette anomalie :

- soit la surface sommitale, qui doit être assez ancienne, a été affectée depuis son façonnement de mouvements tectoniques ; à l'encontre de cette hypothèse, on doit noter que la pente des vallées qui sont l'embryon de la surface, en cours de façonnement, qui est appelée à remplacer un jour, sur toute l'étendue du plateau, l'actuelle surface sommitale, est analogue à la pente de celle-ci, alors que les vallées, qui ont été fonctionnelles il y a très peu de temps, une quinzaine de milliers d'années pour leur cours supérieur (au-dessus de l'isobathe de 100 m), une centaine de milliers d'années peut-être pour leur cours inférieur, ne doivent avoir été que modérément affectées par un éventuel basculement.
- soit la surface sommitale a été façonnée, comme les vallées actuelles, sous un climat tel que les "profils d'équilibre" des rivières étaient en pentes plus fortes que sous le climat tempéré ; on penserait volontiers, d'abord pour les vallées naguère fonctionnelles, et par extension pour la surface sommitale, à un régime périglaciaire, sous lequel les pentes que l'on observe sur les terrasses formées, dans nos pays, lorsque régnait un tel climat, sont en effet nettement plus fortes que les pentes des vallées actuelles ; mais l'on doit observer que les pentes des rivières "périglaciaires" que l'on observe chez nous ne sont que les pentes des hautes vallées de ces rivières, et que dans les pays où régne actuellement un climat de ce type les basses vallées sont en pente très faible (en Sibérie occidentale, par exemple), qu'il en est pratiquement de même sous tous les types de climats, et qu'il est très difficile de rendre compte des pentes d'ici par l'action d'un réseau fluviatile proche de son niveau de base.
- soit la surface sommitale du plateau continental est une forme particulière aux régions alternativement émergées (et soumises au ruissellement) et submergées (et soumises à l'action de la mer), peut-être en raison de la réitération des phases de façonnement littoral qui accompagnent nécessairement les régressions et les transgressions.

C'est dans le chapitre III de la troisième partie que je m'attacherai à étudier les processus éventuels du façonnement d'une telle pente, par la collaboration de l'érosion marine et de l'érosion sub-aérienne.

Cette surface sommitale n'affecte pas la totalité du plateau continental proprement dit, mais seulement les deux tiers externes de son étendue. Le flanc interne, le plus proche des massifs rocheux qui entourent le socle hercynien, est tronqué par une surface plus rigide, qui domine l'autre par

une petite corniche, et qui présente souvent une pente beaucoup plus faible. Au Sud du Banc Bertin, par exemple, cette surface se tient entre 99 et 101 m de profondeur, avec une pente de l'ordre de 0,3 °/₀₀ ; la fig. 34, ci-dessous, montre de quelle façon ce replat s'insère entre les reliefs d'amont et la surface sommitale d'aval, qu'il domine de 4 ou 5 m.



1 = Isobathe (de 1 en 1 m) ; 2 = Maîtresse-courbe (de 5 en 5 m) ; 3 = Thalweg ;
4 = Replat de 99 - 101 m ; 5 = Thalweg colmaté par des colluvions ; 6 = Dépression fermée.

Fig. 34 - Replat de 99 - 101 m au Sud et au Sud-Ouest du Banc Bertin. 1 / 200 000.
- Erosion platform, at 99 - 101 m, South and South-West of Banc Bertin.

J'ai envisagé, p. 37, que malgré l'absence de prélévements de roche réussis sur ce replat on puisse le considérer comme l'homologue du replat disposé de la même façon au Sud de Sein, vers 118 - 127 m, sur 24 km de large environ. La pente est du même ordre (3,8 °/₀₀), la disposition analogue au flanc externe du Lutétien supérieur que le replat tronque en partie. L'allure au sondeur est la même, y compris la corniche vers le large. Ce replat au Sud de Sein a fait l'objet de 5 carottages réussis par Boillot (Andreieff, Boillot et Gennesseaux, 1968), qui ont été datés de l'Aquitanien. J'ai considéré que cet Aquitanien, qui se présente comme une dalle superficielle indurant le replat d'érosion, n'était pas l'affleurement d'une couche disposée en concordance, mais comme un dépôt "épidermique". Il s'agirait alors de ce qui reste d'une surface d'érosion du début de l'Aquitanien, fossilisée par des dépôts aquitaniens un peu plus tardifs et transgressifs, ayant le profil d'un glacis et non celui d'une pénéplaine. Dans la troisième partie, chapitre V, je tenterai d'utiliser ce replat pour préciser la chronologie du façonnement du plateau continental.

La différence de profondeur entre le replat au Sud de Sein et le replat au Sud du Banc Bertin (99 - 101 m, et 118 - 127 m, à 75 km de distance environ) peut être due simplement à une différence originelle : le "knick" qui limite un glacis vers le haut n'est pas à une altitude constante, du moins s'il s'agit d'un glacis subaérien vrai et non d'une plate-forme d'abrasion marine. Il peut être aussi l'effet d'un basculement postérieur à son façonnement, et il y aura donc lieu de rechercher, dans ce même chapitre V de la troisième partie, quels sont l'âge et l'importance de ce basculement, qui a été mis en évidence dans les régions périlittorales (Delanoë, Dieucho et Pinot, 1972) et qui affecte vraisemblablement aussi le plateau continental, l'accore, et une partie au moins de l'escarpement continental. Il y aura lieu, aussi, de chercher si un tel basculement simple, vers l'Ouest ou l'Ouest-Sud-Ouest, suffit à rendre compte de la différence constatée entre la série stratigraphique de l'Ouest (à la longitude de Sein) et la série de l'Est (à la longitude du Banc Bertin), en ce qui concerne notamment l'Helvétien et le Pliocène (voir la fig. 35, coupes géologiques schématiques, page suivante).

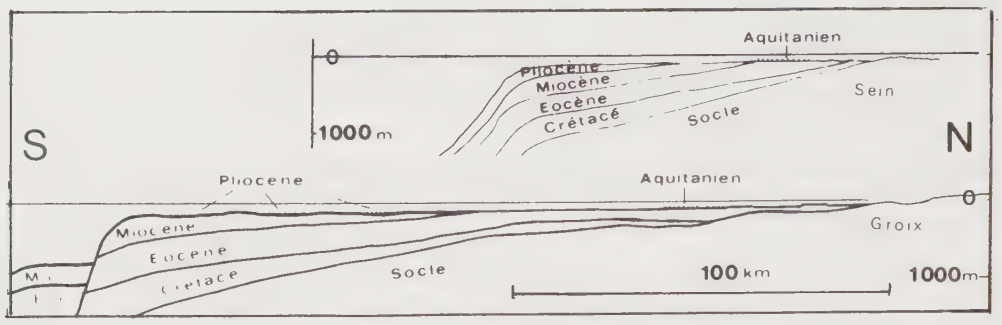


Fig. 35 - Coupes géologiques schématiques, au large de Sein et au large de Groix.
- Schematical geological sections, off Sein and Groix islands.
Echelle horizontale : 1/2 000 000. Echelle verticale : 1/100 000. H = x 20.

La série stratigraphique de l'Ouest, au large de Sein, est en effet relativement régulière, chaque couche plus récente étant disposée légérement en retrait de la précédente, et de façon à peu près concordante. Il semble donc qu'il y ait eu là une subsidence régulière, telle qu'on est accoutumé à l'envisager pour une marge continentale. A l'Est, au contraire, la série est moins régulière : outre que le Crétacé n'apparaît pas à l'affleurement au pied du socle, et n'est que présumé plus au large, où on ne le connaît de façon sûre que sur l'escarpement continental, les dépôts pliocènes sont restreints, et n'occupent que les dépressions creusées dans l'Helvétien. Il y a donc eu ici interruption dans la subsidence, ou soulévement relatif, vers le fin du Tertiaire. Le basculement vers l'Ouest ou l'Ouest-Sud-Ouest, envisagé plus haut, serait donc plutôt le résultat de la poursuite normale, à l'Ouest, de la subsidence commune à toutes les marges continentales, tandis que cette subsidence aurait été freinée à l'Est. Un tel mouvement est contraire à ce qui est généralement admis pour l'Armorique émergée, et il nous sera donc nécessaire de rechercher si le schéma traditionnel est à réviser, ou si les mouvements respectifs des terres émergées et du plateau continental se sont opérés en sens inverse, auquel cas il nous faudrait chercher où se situe la charnière le long de laquelle les deux blocs ont joué l'un par rapport à l'autre. Ce sera l'objet de l'une des réflexions composant le chapitre III de la troisième partie.

Parallèlement à ce mouvement général, des manifestations tectoniques de détail ont engendré les structures à partir desquelles se sont ensuite développées un certain nombre de formes du terrain, telles que cuestas, corniches, voire même monts dérivés. Cette tectonique, qui s'est peut-être continuée pendant le Quaternaire, et se manifeste peut-être encore aujourd'hui, est cependant, pour l'essentiel, d'âge tertiaire. C'est donc encore dans le chapitre III de la troisième partie, consacré à l'héritage géomorphologique tertiaire, et qui décidément s'annonce comme un chapitre clef, que je tenterai, d'une part de préciser l'âge et l'ampleur des mouvements tectoniques, d'autre part de définir l'âge et la nature de leur exploitation par l'érosion, ou, plus précisément, de l'exploitation par l'érosion des différences de résistance superficielle engendrées par ces modifications de la structure. Ceci portera aussi bien sur le façonnement des escarpements de faille issus de la tectonique cassante affectant les roches du socle, que la mise en valeur des couches dures éocènes ou helvétiennes, basculées ou ondulées, et le dégagement de cuestas, boutonnières, percées conséquentes, etc...

Quel que soit l'intérêt de cette histoire de la morphogénèse tertiaire, qui nous éclaire sur le type de succession de phases que l'on rencontre sur un plateau continental et peut donc aider à une meilleure compréhension de l'histoire géologique de bien des bassins sédimentaires où se sont succédées transgressions, régressions, phases de mobilité tectonique et phases d'érosion, elle ne nous conduira pas très loin dans la compréhension des formes du précontinent actuel. Dans les chapitres I et II de la troisième partie, je traiterai des problèmes morphologiques du Quaternaire. En ce qui concerne ceux que pose le plateau continental, ils relèvent essentiellement de trois thèmes : le tracé des vallées, le modelé des versants, et l'influence des variations du niveau de la mer.

Le tracé des vallées (cf. pp. 38-39, et fig. 25) telles qu'elles se présentent sur le fond actuel reflète leur état lors de la dernière transgression, celle qui les a submergées. Mais cette "dernière" transgression n'est pas la même partout : jusque vers 140 m de profondeur, c'est la transgression flandrienne, et les vallées ont effectivement fonctionné comme itinéraires d'écoulements fluviaux jusqu'à une date récente, 15000 ans environ. Elles sont fraîches, sauf remblaiements locaux opérés au cours de la transgression (deltas formés au cours de stationnements interrompant la transgression) ou, en régime

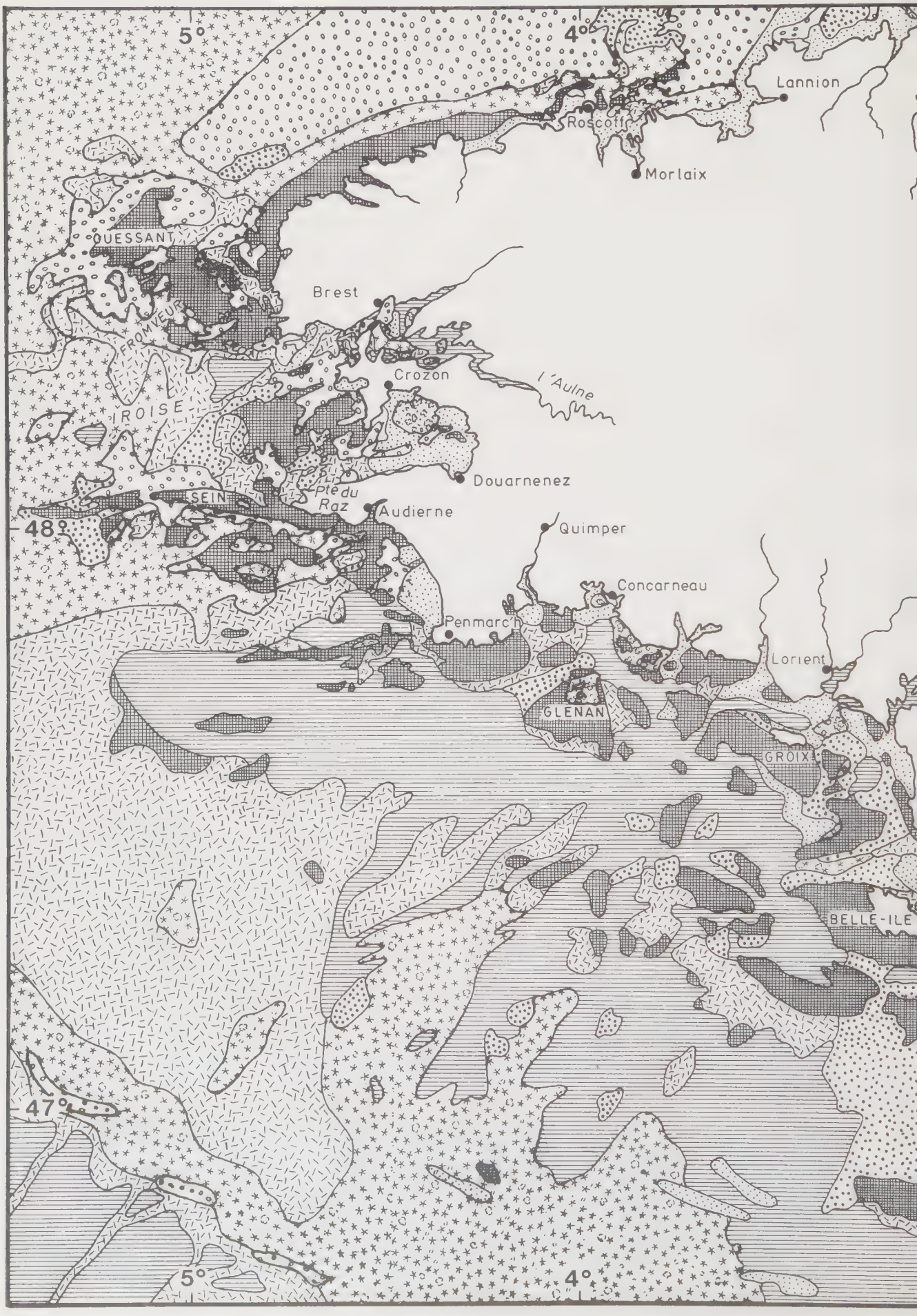
véritablement sous-marin, par la sédimentation actuelle (sous la Grande Vasière, par exemple). Mais plus en aval, il ne me semble pas (dans l'état actuel de mes connaissances) que la régression pré-flandrienne ait dépassé substantiellement 140 m (voir troisième partie, chapitre II). Il y a donc déjà longtemps que ces vallées ne sont plus fonctionnelles en tant que voies d'écoulements subaériens. Mais elles sont remarquablement bien conservées, du moins les troncs principaux du réseau, ce qui peut être interprété soit comme l'indication que la régression qui a, pour la dernière fois, découvert tout le plateau continental n'est pas très ancienne, soit comme la preuve qu'il ne se passe rien au fond de la mer, dès que la profondeur dépasse 100 m (et ceci est en contradiction avec bon nombre d'autres observations) soit enfin, comme suggérant que les vallées nées comme itinéraires du ruissellement subaérien sont entretenues aujourd'hui par des cheminements sous-marins d'eau et de matériaux.

Mais le bon état n'est pas le fait de toutes les vallées ; bien des vallées secondaires sont plus difficiles à suivre, et assez souvent leurs portions les plus resserrées ont été partiellement colmatées par des colluvions venues des versants encadrants : plusieurs cas en sont visibles sur la fig. 34, p. 53, où certaines vallées comportent des contre-pentes fermant vers l'aval des portions plus larges de la haute vallée. Il n'existe cependant aucun cas où les dépressions fermées aient plus de 3 m de profondeur au dessous du seuil de leur exutoire.

Les vallées qui ont fonctionné en dernier lieu posent des problèmes de mise en place : sont-elles guidées par des failles, ou se sont-elles mises en place, lors d'une régression particulièrement déterminante, par l'égouttement spontané le long de la ligne de plus grande pente d'une surface sédimentaire sans accident appréciable ? Depuis lors, leur hiérarchisation, qui n'a atteint qu'un stade modeste, a-t-elle été effectuée par le seul jeu du creusement plus rapide le long des troncs rassemblant initialement les plus grandes quantités d'eau, ou bien a-t-elle été aidée par les mouvements tectoniques, ou bien encore a-t-elle été influencée par les variations du niveau de la mer, soit que des flèches ou cordons littoraux aient barré certaines vallées, soit que les rivières aient été détournées, en période de baisse progressive du niveau de la mer, par la présence de leurs propres deltas sous-marins (ce qui est, en somme, une forme de la capture par déversement)? Dans quelle mesure, enfin, les vallées qui se sont ainsi installées à une époque relativement récente ont-elles été influencées, dans leur tracé, par la présence, sous le voile sédimentaire, des tronçons fossilisés de vallées antérieures ?

Le modelé des versants comporte une part d'héritage des périodes de régression, et une part d'action actuelle de la mer. Les pentes sont habituellement très faibles, même sur les formes de relief qui apparaissent, au sondeur, comme des roches chicoteuses, acérées, énergiques : parmi les roches de Karreg Koat Kersaoz (fig. 27, p. 42), la crête méridionale de Karreg Vrein, qui domine de près de 9 m la vasière environnante, et apparaît de ce fait comme un des reliefs les plus aigus de la région, a près de 200 m de largeur, ce qui implique que la pente moyenne de ses flancs est de l'ordre de 10 %, ce qui n'a rien de très spectaculaire. C'est ce qui explique que tant de mes coupes ou profils emploient des exagérations des hauteurs absolument scandaleuses (200 fois pour la fig. 32) sans lesquelles on ne verrait rien. Certes, la mise à nu de beaucoup de substrats rocheux qui, sur les terres émergées, ne seraient que des "crypto-reliefs" enveloppés dans leurs altérites a dégagé localement des pentes plus fortes. Mais il reste que la forme générale du paysage ne comporte que des pentes beaucoup plus douces qu'en pays émergé. Le versant réglé au Sud-Ouest de Groix a une pente inférieure à 1 %, bien plus faible que celle des glacis d'érosion en roche semi-dure, auxquels il s'apparente pourtant par tant de points. Dans les sédiments meubles, les pentes des versants sont encore moindres ; je n'ai rencontré qu'une fois une pente de 2 %, sur le revers d'une dune hydraulique vers 5° 30' W. Bien des dépôts sédimentaires, hérités de phases d'émersion, ont pourtant été façonnés initialement avec des pentes plus fortes ; il faut donc admettre que le seul fait de la submersion, ou bien la conjugaison de la submersion et des mouvements de la mer, conduisent à une considérable atténuation des pentes. Cette constatation est suffisamment significative (pour la compréhension du mode de gisement des couches "transgressives" présentes dans les bassins sédimentaires aujourd'hui émergés) pour qu'il soit nécessaire d'y revenir largement dans la seconde partie.

Les variations du niveau de la mer au cours du Cénozoïque (c'est à dessein que je n'emploie pas le terme de Quaternaire, parce que le régime des variations constantes de ce niveau, que l'on tend à considérer comme caractéristiques de cette ère, me paraissent avoir commencé sensiblement plus tôt) ont eu une grande influence sur le modelé du plateau continental. La morphogénèse caractéristique de ce plateau n'est pas, en effet, celle des terres émergées, ni celle des régions toujours sous l'eau, ni celle du littoral : c'est une morphogénèse originale, qui résulte de l'alternance réitérée entre l'émersion et la submersion, et elle aboutit à des formes du relief qui ne peuvent naître ni sous la mer, ni à terre, ni sur la côte, et que l'on ne rencontre, avec les caractéristiques qu'elles ont ici, que dans ce milieu


5°
4°
Lannion
Roscoff
Morlaix
OUESSANT
Brest
FROMVEUR
Crozon
l'Aulne
IROISE
Douarnenez
SEIN
Pte du Raz
Audierne
48°
Quimper
Concarneau
Penmarc'h
Lorient
GLENAN
GROIX
BELLE-ILE
47°
5°
4°

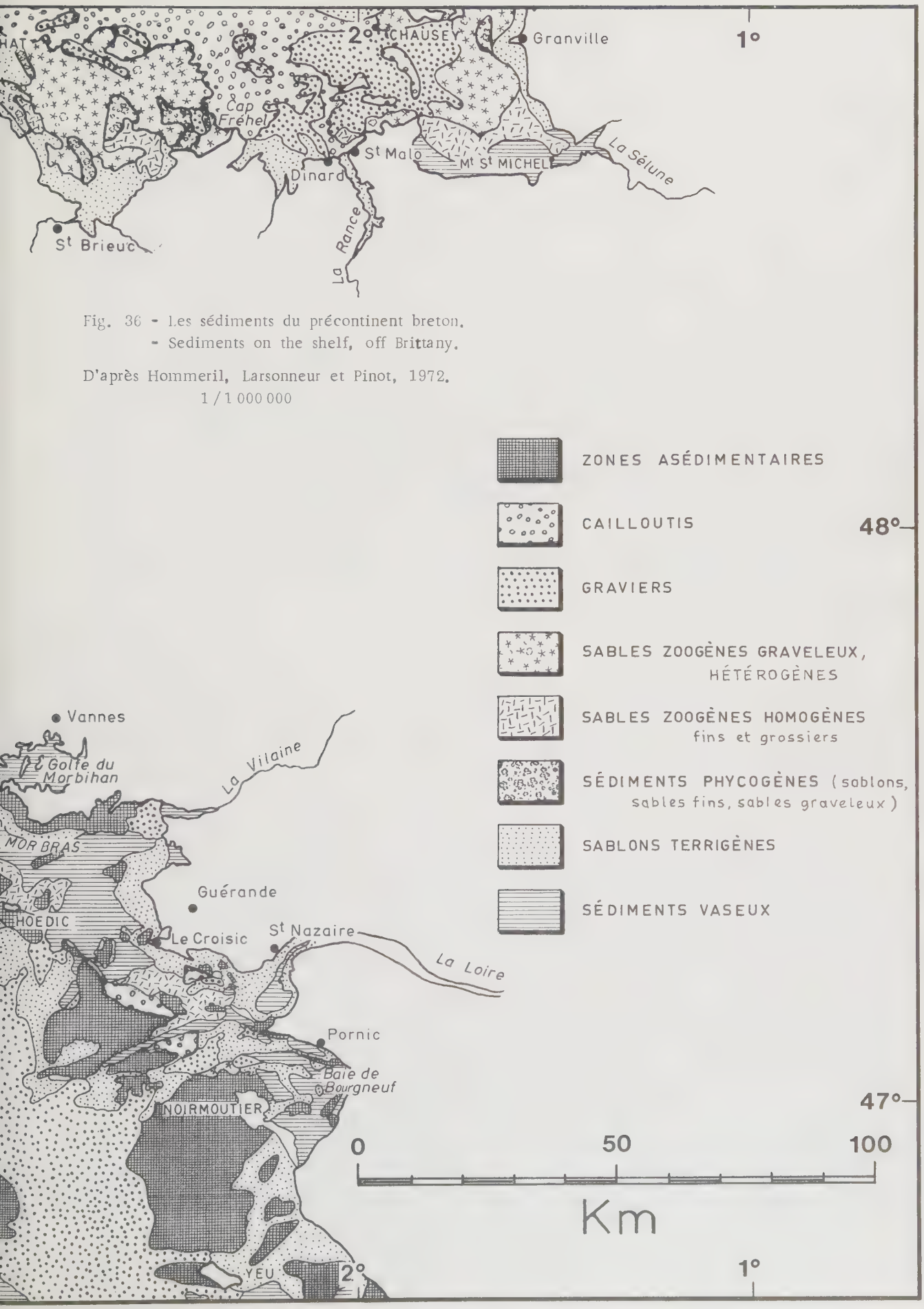


Fig. 36 - Les sédiments du précontinent breton.
- Sediments on the shelf, off Brittany.

D'après Hommeril, Larsonneur et Pinot, 1972.
1 / 1 000 000

alternativement terrestre, littoral et marin.

Certaines formes sont pourtant directement héritées de la morphogénèse littorale : des falaises, des plages, des dunes, des flèches littorales, des deltas sous-marins (ou barres d'estuaires). Elles ont été, par submersion, remaniées dans leurs formes de détail, puisque les pentes ont presque toujours été considérablement atténuées, les matériaux étalés latéralement, et parfois mêlés d'apports nouveaux, et les plans estompés. On reconnaît parfois mal certaines flèches littorales à crochets, élargies jusqu'au-delà du kilomètre, surbaissées jusqu'à n'avoir plus qu'un ou deux mètres de commandement. Empâtées par les formes molles que prennent les matériaux gorgés d'eau, les accumulations littorales anciennes n'en sont pas moins présentes en bien des endroits, avec certaines altitudes privilégiées. Les difficultés qu'il y a à établir une chronologie, même relative, des divers niveaux dont on observe des traces, et l'ignorance dans laquelle nous sommes de ce que pouvait être le marnage aux bords d'un océan où manquait l'exacerbation de la marée littorale par de larges plateaux continentaux empêchent d'en tirer des enseignements précis sur l'importance des diverses glaciations responsables, en principe du moins, de chacune des grandes régressions cénozoïques ; du moins pourrai-je tenter de faire le bilan des données que l'on peut rassembler ici.

Enfin, sur cet ensemble complexe de formes issues de l'alternance des émersions et des submersions, des formes actuelles, temporaires, provisoires, dont la plupart ne survivraient sans doute pas à une émersion, sont les témoins de l'action présente de la mer. Ces formes sont sans doute moins caractéristiques des plateaux continentaux que celles qui sont issues de l'alternance des régressions et des transgressions, mais, pour l'instant, elles occupent des surfaces non négligeables, et il est important de bien comprendre leur dynamique : ce sont les étendues de vase, les nappes de sables coquilliers au pied des roches, les rubans et ridins de sable de la région occidentale, les dunes hydrauliques de l'extrême Ouest, toutes accumulations dont la mise en place est subactuelle à mon avis, et qui ont des formes typiquement sous-marines.

Ces divers effets de l'action de la mer actuelle sur la disposition des fonds feront l'objet de la seconde partie de ce travail.

Chapitre V

L'escarpement continental

Résumé. Encore imparfaitement connu, l'escarpement continental comporte deux types de paysages : celui des interfluves, et celui des canyons.

Les interfluves sont les lambeaux d'un versant convexe dans son tiers supérieur, concave dans sa partie inférieure, entaillé de ravins et tapissé de boues calcaires. Seul l'un de ces lambeaux est assez bien conservé pour qu'on puisse se faire, d'après lui, une idée du versant primitif.

Les cinq canyons qui entaillent profondément ce versant primitif sont espacés les uns des autres d'une vingtaine de km, et encaissés de 600 à 1 200 m. Situés en face des débouchés des vallées du plateau continental, ils commencent par des cirques aux flancs abrupts, d'où sortent des thalwegs en pente assez forte, aux versants raides, au fond étroit, qui sinuent jusqu'à la plaine abyssale, où leur débouché est marqué par des accumulations sédimentaires.

Au-delà de l'isobathe de 165 m, que j'ai retenue comme limite (un peu arbitraire) du plateau continental, et qui jalonne avec une précision suffisante ce que les pêcheurs appellent "l'accore des grands fonds", la pente s'accentue brusquement, moins brusquement, toutefois, qu'on ne le croit communément. En 90 km environ, les profondeurs vont passer de 165 à 4630 m, soit une pente moyenne de 5 %. Au-delà, c'est la plaine abyssale, où les pentes sont plus faibles encore que sur le plateau.

Degré de précision de notre connaissance de l'escarpement.

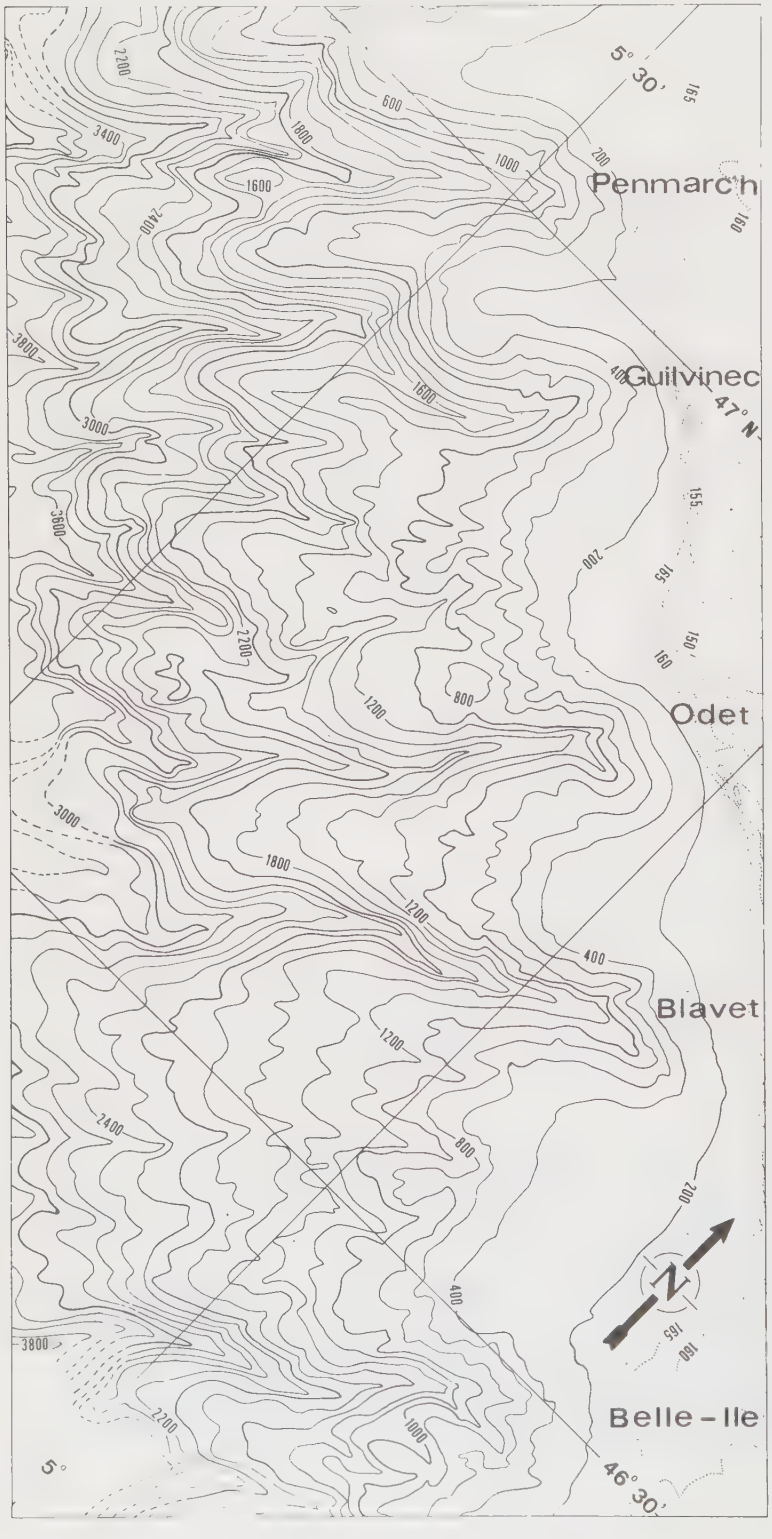
De cet escarpement, il faut d'abord dire que nous ne savons pas exactement où il est : les traits du relief représentés sur la carte de Berthois et Brenot (1966) où les positions ont été obtenues au radio-navigateur Decca sont, en coordonnées géographiques, à 4 km au Nord-Nord-Est des mêmes traits de relief représentés sur les minutes de sondage du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, qui a utilisé pour les lever un positionnement Toran. En pratique, l'erreur n'a que peu d'inconvénients, puisque chaque système est cohérent, mais c'est dire que les calculs de pentes moyennes n'ont qu'une valeur approchée.

Je n'ai personnellement étudié que de faibles parties de cet escarpement, n'y ayant guère passé plus d'une dizaine de jours, à bord de la Pélagia, du Jean-Charcot et du Job-ha-Zelian. Au total, du reste, le nombre des prélèvements de matériaux du fond opérés dans cette région ne dépasse guère la cinquantaine, et les problèmes de positionnement rendent difficilement raccordables les sondages de diverses origines. Ces sondages ont été reportés sur deux cartes bathymétriques :

La carte bathymétrique de Berthois et Brenot, déjà ancienne, mais faisant l'objet de mises à jour périodiques dont la plus récente est de 1966, fait partie de leur couverture d'ensemble de l'escarpement continental ouest-européen. Cette carte, au 1 / 290 000 environ, rassemble les sondages d'un grand nombre d'itinéraires positionnés au Decca ; elle garde toute sa valeur dans toutes les autres régions, pour lesquelles elle constitue le seul document sérieux. Ici, elle est en grande partie dépassée par les levés

du S.H.O.M. opérés en 1967. Ces derniers n'ont que deux défauts : celui d'avoir été faits uniquement le long de l'un des faisceaux d'hyperboles Toran, sans jamais se recouper (de sorte que s'il existe entre deux passages voisins des écarts systématiques aucune transversale ne permet de les corriger) et celui d'être demeurés manuscrits. Les minutes de sondage au 1/50000 qui m'ont été communiquées par le S.H.O.M. que j'en remercie vivement fournissent les données de base pour l'élaboration d'une carte précise et ce secteur-ci est à ma connaissance, de tous les précontinents de l'Europe de l'Ouest, le seul levé avec une telle précision.

Ces deux cartes et mes propres sondages m'ont permis d'établir une série de feuilles de détail au 1/50000 et une carte d'ensemble au 1/200 000 dont la fig. 37 est une réduction. Les positionnements adoptés sont ceux du réseau Toran et j'ai redessiné la carte de positionnement Decca en fonction des reliefs observés, de façon à pouvoir utiliser les sondages employés par Berthois et Brenot et les miens en complément des levés du S.H.O.M.



Contrairement à ce qui se passe plus au Sud-Est (cf. Vanney, 1969, pp. 165 à 179) où le haut de l'escarpement continental est tout entier haché de canyons et de ravins, il existe ici deux types de paysages, bien contrastés : celui des interfluves et celui des canyons.

Entre le Suroît de Belle-Ile et celui de Penmarc'h, sur une distance de 100 km environ, l'escarpement continental est incisé par cinq canyons auxquels, pour continuer la série des toponymes, qui comporte déjà les canyons des Sables d'Olonne, de Noirmoutier et de Saint-Nazaire plus à l'Est et celui d'Audierne plus à l'Ouest, j'ai cru pouvoir donner des noms faisant référence au littoral :

- canyon de Belle-Ile, vers 46° 30' N et 4° 45' W Gr.,
- canyon du Blavet, vers 46° 40' N et 4° 40' W Gr.,
- canyon de l'Odet, vers 46° 50' N et 5° 05' W Gr.,
- canyon du Guilvinec, vers 46° 55' N et 5° 20' W Gr.,
- canyon de Penmarc'h, vers 47° N et 5° 30' W Gr. ; ce dernier a été antérieurement nommé "Gascogne I" par nos collègues de Bordeaux.

Ces canyons sont relativement espacés ; leurs têtes forment au pied même de l'accore de vastes amphithéâtres très profonds et ils ne reçoivent guère de vallées tributaires : tous caractères qui les opposent aux canyons de l'escarpement continental pro-ligérien.

Fig. 37 - Carte bathymétrique - Bathymetric chart. 1/500 000. Equidistance 200 m.

Entre eux, le paysage est très différent : ce sont des interfluves peu disséqués, parfois presque tabulaires, dont la pente est à ce point modérée dans la partie supérieure qu'ils forment en quelque sorte des éperons prolongeant le plateau continental ; plus bas la pente s'accentue, mais présente des variations systématiques qui donnent à l'escarpement l'aspect d'un escalier.

Cette dualité de paysage est une particularité de ce segment d'escarpement, car on ne la retrouve si bien marquée ni à l'Est, ni à l'Ouest ; elle s'estompe vers le bas, où les ravins des interfluves s'élargissent et finissent par différer peu des canyons. Elle me paraît n'exister ici que grâce à l'espacement un peu plus grand qu'ailleurs entre les vallées du plateau continental, qui a sauvé de la destruction des interfluves réduits partout ailleurs à d'étroites crêtes résiduelles. Il faut donc profiter de l'heureuse survivance de ces interfluves pour en tirer des lueurs nouvelles sur l'histoire morphogénétique de l'escarpement dans son ensemble.

Aussi ce chapitre comportera-t-il successivement la description des interfluves, celle des canyons et une esquisse du mécanisme de l'évolution de l'escarpement.

SECTION I :
LES INTERFLUVES.

Les interfluves, heureusement conservés ici, l'ont été inégalement : la figure 37, page précédente, montre que celui qui sépare le canyon du Guilvinec du canyon de Penmarc'h est étroit, réduit à une lanière d'une dizaine de kilomètres de large en amont, mais dont en aval les deux versants se recoupent : le profil initial n'est reconstituable que jusque vers 300 m de profondeur. L'interfluve qui sépare le canyon du Blavet de celui de l'Odet est, lui aussi, bien conservé en amont, mais sa largeur se réduit progressivement vers l'aval, et à partir de 2000 m de fond il est réduit à une crête de recoupement de versants. Seuls présentent de beaux restes l'interfluve entre le canyon de Belle-Ile et le canyon du Blavet (dit ci-dessous "interfluve Belle-Ile - Blavet"), et celui entre le canyon de l'Odet et celui du Guilvinec ("interfluve Odet - Guilvinec") ; encore ce dernier est-il assez profondément incisé par des ravins qui empêchent d'en saisir les grandes lignes du premier coup d'œil.

La figure 38 donne une idée des pentes de ces interfluves : mesurées selon une perpendiculaire à l'accore, elles sont de 2,5 % entre 200 et 400 m de fond, sur l'interfluve Belle-Ile - Blavet, de 4 % aux mêmes profondeurs sur l'interfluve Odet-Guilvinec. Elles s'accentuent progressivement pour prendre des valeurs proches de 7 % de part et d'autre de l'isobathe de 1000 m, puis de 8 à 10 % de part et d'autre de l'isobathe de 2000 m. La pente est maximale, vers 12 à 15 %, autour de l'isobathe de 3000 m, qui, à vrai dire, semble jalonner un accident tectonique. Plus au large, la pente se réduit progressivement, mais on ne dispose plus des levés du S.H.O.M., et des mesures précises sont plus délicates. A partir de 1500 m de fond environ, la pente de l'interfluve Odet - Guilvinec est sensiblement plus marquée que celle de l'interfluve Belle-Ile - Blavet, ce qui peut tenir soit à la plus forte densité des ravins, soit à un effet de la tectonique.

Les deux interfluves majeurs sont en effet accidentés par des ravins, encaissés de 200 m environ, qui prennent naissance vers 500 à 700 m de fond (peu d'entre eux indentent l'isobathe de 400 m) et qui, après avoir acquis presque immédiatement leur encaissement usuel, gardent longtemps une pente identique à celle des éperons, et ne s'encaissent davantage, en s'élargissant, que tout-à-fait à l'aval. La figure ci-dessous permet de bien discerner le contraste entre les ravins et les canyons en ce qui concerne les profils longitudinaux.

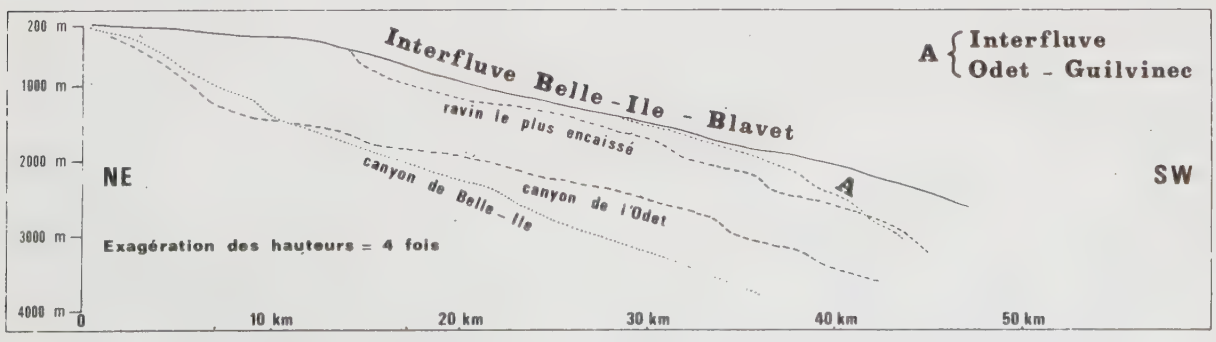


Fig. 38 - Profils longitudinaux des ravins, des canyons, et des interfluves de l'escarpement.
- Longitudinal profiles of gullies, canyons and interfluves of continental scarp.
L = 1/400 000 ; H = 1/100 000.

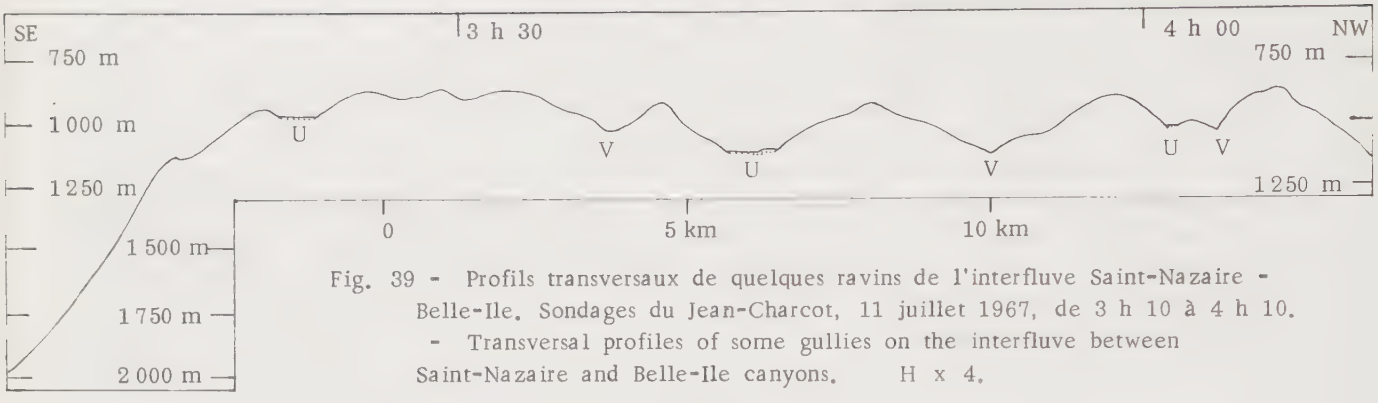


Fig. 39 - Profils transversaux de quelques ravins de l'interfluve Saint-Nazaire - Belle-Ile. Sondages du Jean-Charcot, 11 juillet 1967, de 3 h 10 à 4 h 10.
- Transversal profiles of some gullies on the interfluve between Saint-Nazaire and Belle-Ile canyons. H x 4.

Les ravins des interfluves forment des vallées larges de 2 à 4 km, dont les unes ont un profil transversal en V, et les autres un profil en U. La fig. 39, ci-dessus, a été établie à partir de l'une des plus caractéristiques d'entre les bandes de sondage dont je dispose ; elle présente un segment d'escarpement à cheval sur la région étudiée par Vanney et celle que j'étudie ; l'extrait ci-dessus part, à gauche (Sud-Est) du canyon de Saint-Nazaire, et s'arrête (en raison du changement de route du navire) avant d'atteindre le canyon de Belle-Ile. Outre trois vallons mineurs, six vallées bien dessinées ont été traversées, dont les versants se recoupent. Trois d'entre elles, marquées V sur la fig. 39, ont un profil transversal en V, sans accumulation discernable dans le thalweg (mais on doit se souvenir que les réflexions latérales troublent toujours l'image des fonds de vallées, quand l'épaisseur d'eau est grande et que les versants sont en pente assez forte) ; les trois autres, marquées U, ont un remblaiement sédimentaire meuble sub-horizontal dans l'axe du thalweg, sur près d'un kilomètre de large dans l'un des cas.

Les pentes des versants, au voisinage des thalwegs, sont en moyenne de 18 %. Cette valeur est très forte pour des pentes façonnées dans un matériau non consolidé, très pélitique, et gorgé d'eau. On peut donc admettre, comme hypothèse de travail, que ces versants résultent de l'éboulement vers le thalweg des matériaux placés en déséquilibre par son creusement. Ce creusement lui-même me semble résulter d'éboulements brutaux, et répétés, affectant les matériaux qui se déposent en abondance sur les parties les moins profondes de l'escarpement et tendent donc à acquérir des pentes de plus en plus fortes. Dans cette hypothèse, le modelé des interfluves résulterait donc d'une accumulation préférentielle en haut de pente, et de la redistribution ultérieure des sédiments vers le bas de pente par des éboulements générateurs de creusements linéaires.

Chaque vallée en V serait alors le témoin d'un éboulement relativement récent, alors que chaque vallée en U serait assez ancienne pour avoir commencé à se colmater grâce aux apports de ses versants, en attendant qu'une nouvelle catastrophe lui restitue un profil en V. Mais la vérification de cet ensemble d'hypothèses de travail exigera un nombre de prélèvements (et en particulier de carottages) bien plus considérable que ce dont nous disposons actuellement.

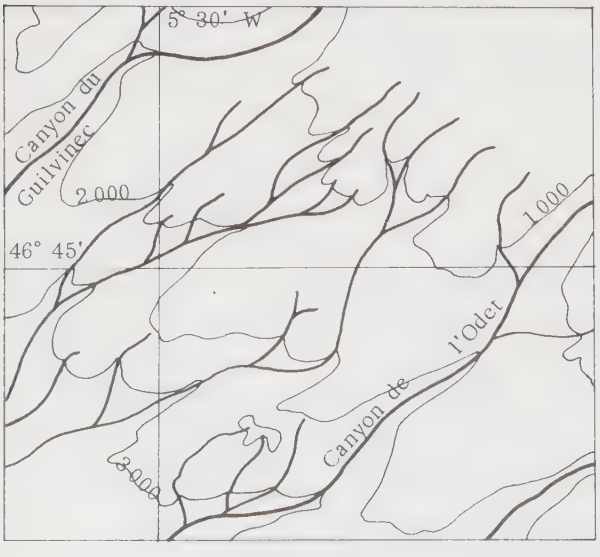


Fig. 40 - Ravins de l'interfluve Odet-Guilvinec. 1 / 500 000.

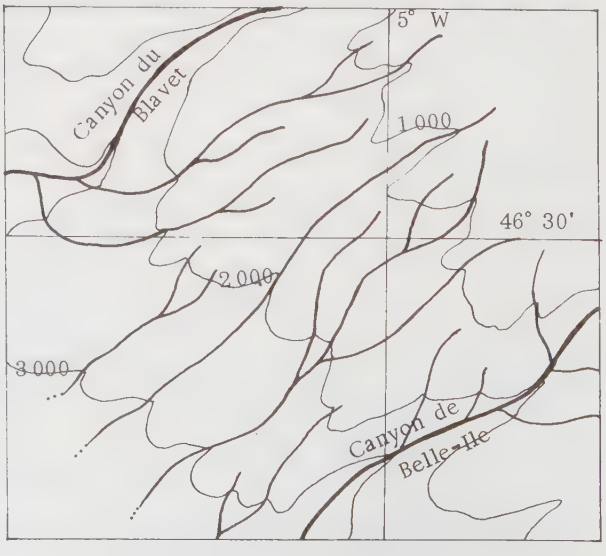


Fig. 41 - Ravins de l'interfluve Belle-Ile - Blavet. 1 / 500 000.

Ces ravins se dirigent tous, à peu de chose près, vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire selon la pente générale de l'escarpement, perpendiculairement à l'accore. Les têtes de ravins, qui dans l'état actuel de nos connaissances me paraissent inciser brusquement le versant général en une sorte de cirque, sont irrégulièrement espacées. tous les deux ou trois kilomètres en général. Elles se trouvent à des profondeurs variables, car si la plupart se trouvent vers 400 - 800 m, on en rencontre encore au-delà de 3000 m. Assez fréquemment, les ravins qui en sortent ne suivent la pente générale que pendant quelques kilomètres, puis tournent brusquement pour rejoindre un autre ravin ; dans ce cas, on observe souvent que dans le prolongement du tronçon amont se trouve une autre tête de ravin.

Ces tracés coudés, en baïonnette, cette hiérarchisation partielle, évoquent de trop près des phénomènes de capture pour qu'on ne soit pas tenté de rechercher les traces d'anciens ravins cheminant en solitaires depuis leur tête jusque dans les fonds de 4000 m. De ces solitaires, il ne reste qu'un seul, celui qui suit la diagonale de la fig. 41, page précédente : presque rectiligne, il ne reçoit aucun tributaire, et occupe à peu près le milieu de l'interfluve Belle-Ile - Blavet. Je crois qu'il y a un lien entre sa position par rapport aux canyons voisins, et le fait qu'il ait échappé à la hiérarchisation. En effet, les captures dont, au seul vu du plan d'ensemble des réseaux de thalwegs, on est si fortement tenté de parler sont dues au creusement substantiellement plus actif le long de certains des ravins primitifs, de telle sorte que ces ravins actifs puissent par leur plus forte pente induire une érosion régressive plus efficace à la tête de leurs affluents, qui tronqueront alors les ravins voisins. Au fait que certains creusent plus activement, il peut y avoir plusieurs explications : l'une tectonique, si certains suivent des zones de broyage de roche où le creusement est plus facile, ou, mieux encore, si la région que traversent leurs cours inférieurs s'affaisse progressivement ; une seconde explication fait appel au hasard des éboulements et des décollements, qui sont sans doute d'ampleur inégale ; une troisième explication provient des diverses profondeurs auxquelles se trouvent les "niveaux de base" des divers ravins : tout en bas de l'escarpement continental, certains se jettent dans les basses vallées des grands canyons, d'autres traversent les collines de la "rampe continentale" avant de parvenir à la plaine abyssale ; ces derniers sont défavorisés puisque leur pente est moindre, et ils sont donc capturables par les tributaires des canyons. On voit, au Nord de la fig. 41, comment les ravins les plus proches du canyon du Blavet ont été détournés vers lui. Hors du champ de cette figure, au Sud, il semble que les ravins soient de même capturés par le canyon de Belle-Ile. C'est sa position éloignée des deux canyons qui a permis au ravin le plus central d'échapper à la hiérarchisation.

Dans l'interfluve Odet - Guilvinec, au contraire, la hiérarchisation s'est faite presqu'indépendamment des deux canyons bordiers : il y a convergence de deux réseaux de ravins vers une sorte de dépression à fond presque plat, vers 3800 m de fond, à mi-distance entre les basses vallées des deux canyons. Comme divers indices donnent à penser que des mouvements tectoniques importants ont affecté ici le bas de l'escarpement, la convergence des ravins peut leur être due.

Le profil topographique de la fig. 39 montre que dès 1000 m de profondeur les flancs des ravins occupent la majeure partie de la surface des interfluves entre canyons. Il n'en est pas de même entre l'accore et 500 m de profondeur environ : là, les interfluves gardent en général l'aspect de plateaux, peu incisés, où n'existent que de rares vallées très larges et très peu profondes qui méritent plutôt le nom d'ondulations topographiques. Ces plateaux, dans les parties le mieux conservées des interfluves, plongent progressivement vers le large sans que le rebord du plateau continental soit marqué par une rupture de pente aisément localisable ; j'emprunte aux levés du S.H.O.M. le profil suivant, tracé le long de 46° 35' N, des fonds de 160 m à ceux de 425 m (Fig. 42).

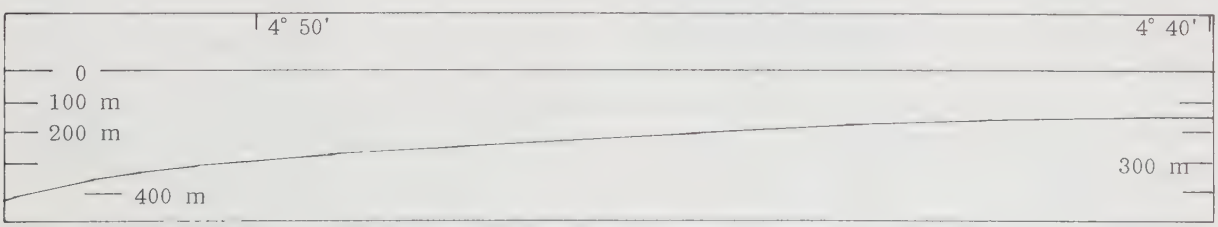


Fig. 42 - Profil du haut de l'interfluve Belle-Ile - Blavet, le long de 46° 35' N. 1/100000.
- Profile of the higher part of the interfluve Belle-Ile - Blavet, along 46° 35' N.
Exagération des hauteurs : 4 fois.

Le long de ce profil, la pente est de 0,3 % autour de l'isobathe de 160 m, de 1,2 % autour de l'isobathe de 200 m, de 2,5 % autour de l'isobathe de 300 m, de 6 % autour de celle de 400 m, de 15 % vers 600 m. A partir de 750 m environ apparaissent les ravins, là où la pente aurait, du fait de son accentuation progressive, atteint, puis dépassé ces 18 % que nous avons déjà vus (p. 62) correspondre au seuil critique au-delà duquel l'équilibre des sédiments superficiels est instable.

Un tel plongement progressif, sans accore bien dessinée, est rare dans le monde. Au large des côtes de Guinée, le plateau des Bissagos (1) plonge lentement jusque vers l'isobathe de 900 m, mais avec des pentes beaucoup plus faibles qu'ici (0,8 % vers 600 m de fond), et il existe une rupture de pente vers 900 m, au-delà de laquelle les pentes varient autour de 5 %. Le profil d'ensemble est donc assez différent.

Les sédiments du haut de l'escarpement ne sont pas très différents de ceux du plateau continental externe : on y trouve de rares galets (un dragage de la Pélagia en a fourni quelques-uns, vers 250 m de profondeur), des sables détritiques ou coquilliers, et des pélites dont le taux croît avec la profondeur : 2 ou 3 % vers 200 m, 10 % vers 250 m, 50 % vers 900 m, 80 % vers 1 600 m, etc ...

Mais surtout, les dragages rapportent souvent plusieurs types de sédiments, paraissant disposés en couches superposées, et les carottages confirment cette disposition. Or, certaines couches sont sableuses, d'autres presqu'uniquement pélitiques. Ces dernières sont riches en foraminifères, et apparaissent comme de vraies boues à globigérines, même si, comme l'indiquent les déterminations qui ont été faites sur certains de mes échantillons par Mademoiselle Armelle Rouvillois (2), et celles qui ont été publiées par l'équipe de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine (3), les espèces benthiques sont plus abondantes (Bulimina buchiana d'ORBIGNY est très commune). On y trouve, en effet, parmi les espèces planctoniques, Globigerina inflata d'ORB. et Gl. bulloïdes d'ORB., qui peuvent représenter le quart ou le tiers des foraminifères présents.

Cette disposition montre donc qu'alternent ici, dans le temps, deux régimes de sédimentation : tantôt se déposent, par décantation, les boues à globigérines, riches en pélites, riches en foraminifères planctoniques, et dans lesquelles s'installent des foraminifères benthiques. Tantôt des sables circulant au ras du fond viennent recouvrir ces vases. Dans la région de l'interfluve plongeant progressivement, ce doit être une sorte de nappe de sable qui vient du plateau, peut-être à l'occasion de tempêtes exceptionnellement fortes. La densité des prélévements n'est pas actuellement assez forte pour qu'on puisse savoir si les sables sont localisés de préférence dans certaines situations topographiques, et, faute d'avoir pu jusqu'ici refaire à intervalles réguliers des prélévements aux mêmes endroits, on ignore la périodicité de ces arrivées de matériaux grossiers, aussi bien que leur degré de stabilité une fois arrivés.

SECTION II :

LES CANYONS

Les canyons sont ici nettement individualisés, et leurs caractéristiques ne permettent aucune confusion entre eux et les ravins des interfluves. Contrairement à ce qui se passe plus à l'Est (VANNEY, 1969), chacun d'eux chemine isolément jusqu'à la plaine abyssale et forme un organisme indépendant.

La carte bathymétrique (fig. 37, p. 60) montre nettement que leur partie la plus caractéristique est leur tête, qui indente vigoureusement l'accore : l'isobathe de 200 m forme un golfe de 6 à 10 km de "profondeur" au droit de chaque tête de canyon.

Il existe, en moyenne, un canyon tous les 20 km, mais l'espacement réel varie de 15 à 25 km. La pente est tout de suite importante, dès l'isobathe de 165 m qui marque ici l'accore avec une extrême netteté (sauf autour du canyon de Penmarc'h où l'isobathe de 175 m est plus caractéristique). L'isobathe de 1000 m est atteinte en moyenne à 6 km de l'accore, ce qui donne une pente moyenne de

(1) - VANNEY (J.-R.) & PINOT (J.-P.), 1969, La campagne du Discoverer au large de l'Afrique tropicale, Bull. Ass. Géog. fr., 368-369 : 311-323. Cf. pp. 321-322.

(2) - On trouvera une copie de l'une des listes de foraminifères dressées par A. Rouvillois dans celui des fascicules de Pièces Justificatives intitulé "Résultats d'Analyse". Je remercie A. Rouvillois de son aide.

(3) - CARALP (M.) & al., 1969.

14 % pour les sections supérieures de ces cinq canyons. Mais dans le détail, la distance entre l'accore et cette isobathe diminue systématiquement d'Est en Ouest : de 9,5 km pour le canyon de Belle-Ile, elle passe à 7,5 km, 6 km, 6 km, pour n'être plus que de 4,5 km pour le canyon de Penmarc'h. On peut rapprocher ceci des pentes des interfluves, qui sont, elles aussi, plutôt plus fortes à l'Ouest qu'à l'Est.

A partir de 1 200 ou 1 300 m de profondeur, la pente des canyons s'adoucit, et, entre deux parois assez raides, un fond relativement plat s'abaisse de l'isobathe de 1 400 m à celle de 3 400 m en une trentaine de km (31 ou 32 km pour les trois canyons médians, 25 km pour le canyon de Penmarc'h, 22 km pour le canyon de Belle-Ile), soit une pente moyenne de 7 % au maximum.

Plus bas, la pente se réduit encore, le canyon s'évase, se faufile parmi les collines de la rampe continentale, puis se perd dans la plaine abyssale.

Trois secteurs, bien distincts par leurs profils longitudinaux et transversaux, et par leur évolution morphologique actuelle, se succèdent donc, comme se succèdent sur les torrents de montagne le bassin de réception, le chenal d'écoulement et le cône de déjection. Je les décrirai successivement.

A. L'amphithéâtre des têtes de canyons.

Une des caractéristiques des têtes de canyons est le fait que le profil longitudinal soit souvent très peu différent des profils transversaux, au point qu'il n'est parfois possible de déterminer un axe de la vallée que par une décision assez arbitraire prenant pour base l'axe de symétrie de l'ensemble de la tête de canyon. Tous les versants convergent en effet vers un point central situé entre 1 200 et 1 300 m à partir duquel la pente est rompue et où commence le chenal d'écoulement. Le plan général est donc celui d'un amphithéâtre. Mais dans le détail le plan est altéré soit par le dédoublement de la tête du canyon, soit par le ravinement des flancs.

Le plus bel exemple de dédoublement est fourni par le canyon du Blavet (fig. 43, ci-dessous) dont la tête se décompose en deux amphithéâtres ; les axes de symétrie de ces derniers sont orientés, l'un au Nord 10° Est, l'autre au Nord 80° Est. Le plus oriental de ces deux axes de symétrie, le seul le long duquel un thalweg soit discernable, est au droit du débouché de la vallée submergée du Blavet, mais le plus occidental ne correspond à rien de bien net dans la topographie du plateau continental externe. Cet amphithéâtre occidental, qui paraît s'être développé au flanc de l'autre, est probablement dû à la circulation de sédiments qui erraient sur le plateau et qui, ayant passé l'accore, ont été entraînés dans un mouvement irréversible sur l'escarpement continental. Les têtes de canyon bifides, de ce type, sont connues en diverses régions : telle est, par exemple, la tête du Trou-sans-fond, devant Abidjan.

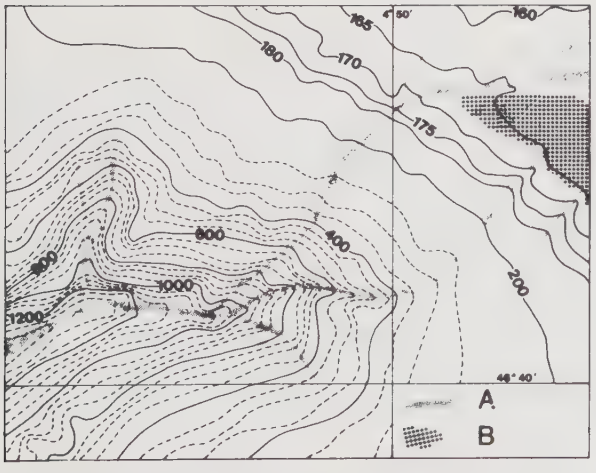


Fig. 43 - La tête dédoublée du canyon du Blavet.
Double-headed Blavet Canyon.
A = Thalwegs
B = Pouliers de galets ; Pebble spits.

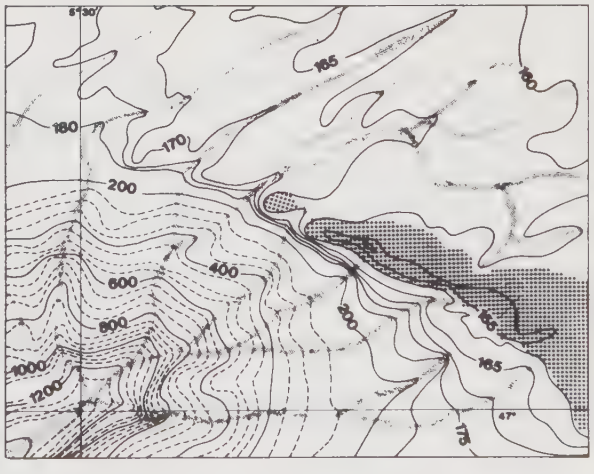


Fig. 44 - La tête en amphithéâtre raviné du canyon de Penmarc'h. Gullied amphitheater in Penmarc'h Canyon's head.

Echelle des deux figures :) 1 / 200 000
Scale of both figures

D'après les minutes de sondage du S. H. O. M.
After drafts of soundings, Hydrographic Survey.

Maîtresses-courbes de 5 en 5 m jusqu'à 180 m, de 200 en 200 m ensuite ; Intercalaires de 50 en 50 m.
Major contours at 5 m intervals down to 180 m, 200 m intervals below ; Minor contours at 50 m interv.

L'amphithéâtre le plus régulier, en ce qui concerne le plan général, est celui du canyon de Penmarc'h, mais dans le détail les flancs en sont incisés par une série de petits ravins, dont la plupart sont en face de vallons qui affectent le plateau continental externe, et canalisent les déplacements de matériaux vers certains points de l'accore (Fig. 44, p. 65). On remarquera que dans la partie gauche de la figure ces vallons sont assez rigoureusement parallèles entre eux, ce qui (s'il ne s'agit pas d'erreurs systématiques de sondage) inciterait à penser qu'ils suivent des directions structurales. A droite, au contraire, ils forment un réseau dendritique autour de la basse-vallée du "fleuve de Mez-ar-Vein", nom que j'ai attribué à l'organisme fluvial qui, au cours des plus importantes régressions plio-quaternaires, se formait vers 110 m de fond dans la région dite "Mez-ar-Vein", au Sud-Sud-Ouest de Penmarc'h, et drainait l'espace compris entre la basse vallée de l'Odet et celle qui, passant au large de la bouée d'Ar Men, traversait ensuite le plateau continental externe en suivant à peu près le méridien 5° 30' W.

Cette vallée, qui aboutissait initialement à la tête du canyon du Guilvinec, a été progressivement repoussée vers l'Ouest par le développement d'un poulier de galets à son embouchure. Au droit de son ultime exutoire, l'amphithéâtre est incisé par un ravin, mais qui n'est pas plus important que les autres ; il rejoint vers 1150 m de profondeur les ravins plus orientaux, qui me paraissent représenter les anciens itinéraires des sédiments rejetés par le fleuve de Mez-ar-Vein à divers stades de la progression du poulier.

Le canyon du Blavet (fig. 43) et le canyon de Penmarc'h (fig. 44) sont les plus dissemblables de cette série de cinq ; la comparaison des deux figures permet donc de mesurer la faible ampleur des variations individuelles. Ces dernières portent notamment sur la façon dont s'amorce l'accélération de la pente près de l'accore : pour le canyon du Blavet, la pente reste relativement modérée jusque vers 400 m de profondeur : elle n'est encore que de 10 % entre 300 et 400 m, alors qu'elle atteindra 40 % entre 800 et 1000 m ; pour le canyon de Penmarc'h, bien que l'accore soit un peu plus profonde, la pente est déjà de 15 % entre 200 et 350 m, et se tient ensuite longtemps autour de 20 %, avant d'atteindre, ici aussi, 40 % vers 1000 m. On pourra comparer avec les profils longitudinaux de deux autres canyons (fig. 38, p. 61). On remarque que les pentes dépassent parfois de beaucoup la valeur de 18 % proposée précédemment comme celle à partir de laquelle les sédiments pélitiques récents deviennent instables ; c'est le cas surtout entre 800 et 1200 m, mais on sait par ailleurs (1) qu'il y a là des affleurements rocheux (notamment une marne dolomitique consolidée d'âge helvétien) qui rendent compte à la fois de la forte pente, et des particularités morphométriques du réseau de drainage, qui ont été mises en évidence par Naudin et Prud'homme (2). Les travaux de nos collègues de Bordeaux n'ont porté que sur le canyon de Penmarc'h, mais la présence d'affleurements rocheux analogues dans le canyon du Blavet (et dans les autres têtes de canyons) est extrêmement probable.

B. L'auge d'acheminement.

Je tiens à préciser au début de ce paragraphe qu'à partir d'ici la description régionale que je fais ne repose plus sur aucune observation personnelle faite sur le terrain, car je n'ai jamais obtenu de mission qui me permette de parvenir à ces régions lointaines. Les canyons proprement dits ne sont donc décrits qu'à partir des minutes de sondage du S.H.O.M. Seul, le canyon de Penmarc'h a été jusqu'ici l'objet d'une étude scientifique, par nos collègues de Bordeaux (1). Les prélévements qu'ils y ont opérés sont les seuls qui puissent permettre de se faire une idée de la nature des fonds sur les flancs et au fond des canyons. Le fait qu'aucune étude n'ait été opérée sur les quatre autres canyons constitue une lacune peu explicable, que j'espère être à même de combler dans les prochaines années. J'utiliserai donc essentiellement, dans la suite de ce paragraphe, les cartes bathymétriques que j'ai établies à partir des minutes du S.H.O.M., en employant, pour proposer des explications à la disposition topographique, les enseignements fournis par les études qui ont été faites sur le canyon de Penmarc'h, d'une part, sur d'autres canyons du golfe de Gascogne ou d'ailleurs, d'autre part.

A partir du point de convergence des flancs de l'amphithéâtre (du centre du cirque de réception) il n'y a plus aucune ambiguité sur l'axe de la vallée : un chenal nettement tracé, profondément encaissé, part vers le Sud-Ouest. L'isobathe de 1300 m marque la rupture de pente du profil longitudinal, ou, plus correctement, marque le point de départ d'un profil longitudinal nettement distinct

(1) - VIGNEAUX et al., 1970, pp. 41 et 45.

(2) - NAUDIN et PRUD'HOMME, 1971, p. 129, et fig. 28.

des profils transversaux. A l'exception du canyon de Belle-Ile, qui reçoit tout de suite des tributaires, et rappelle en celà ceux du secteur situé plus à l'Est (1), les chenaux comportent un premier segment sans affluent, de longueur variable (de 7 km pour le canyon de l'Odet à 30 km pour celui du Blavet), encaissé entre des flancs raides. Les pentes de ceux-ci présentent des dissymétries et des irrégularités : les plus fortes pentes (70 % par exemple près de la base du flanc Sud-Est du canyon de Penmarc'h ; 100 % entre 1 000 et 1 200 m sur le flanc Nord-Ouest du canyon du Blavet, par 4° 59' W Gr. ; il peut exister des pentes supérieures à 100 % sans que nous le sachions, car elles seraient inobservables en raison des réflexions de l'écho sur les parois) sont probablement dues à des affleurements rocheux, comme c'est le cas sur les flancs du canyon de Saint-Nazaire (2).

Les dissymétries d'ensemble donneraient des indications plus intéressantes sur l'évolution des versants, si l'on disposait de meilleurs levés (le fait que les sondages du S.H.O.M. soient systématiquement parallèles à la direction des canyons, jamais transversaux, nous prive de précieux renseignements). Il semble en effet qu'à certaines profondeurs du moins le flanc Sud-Est des canyons de Penmarc'h et du Guilvinec soit plus raide que le flanc Nord-Ouest, et que l'inverse soit vrai pour les canyons du Blavet et de l'Odet. La dissymétrie pourrait exprimer l'influence récente de failles perpendiculaires à l'accore, mais avant de spéculer là-dessus, il faudrait déjà être sûr de son existence réelle, donc opérer des sondages transversaux en grand nombre.

Les pentes, en tout cas, sont fortes, presque toujours comprises entre 20 et 35 % (11 à 20°), c'est-à-dire qu'elles dépassent celle de 18 % (10°) que j'ai proposée (p. 62) pour limite à l'équilibre stable des sédiments fins non consolidés. On ne doit donc pas s'étonner qu'au droit de ce segment amont de l'auge les prélèvements de l'I.G.B.A. dans le canyon de Penmarc'h (fig. 45, ci-dessous, signe n° 4) montrent généralement que le sédiment superficiel est inactuel, datant de périodes froides (la faune planctonique en est froide, Globigerina pachyderma EHR. est enroulée vers la gauche dans plus de 40 % des individus), ce qui doit être interprété comme indiquant que des glissements de terrain récents ont emporté la couche superficielle tardi- et post-glaciaire (à mon avis, la couche d'âge pléni-glaciaire se maintient mieux parce que les taux de sédimentation beaucoup plus faibles des périodes froides permettaient une meilleure compaction du sédiment). Dans l'une des carottes (3), indiquée par A sur la fig.

(1) - VANNEY (J.-R.), 1969.

(2) - CARALP (M.) & al., 1969.

(3) - CARALP (M.), 1971, pp. 83-85.

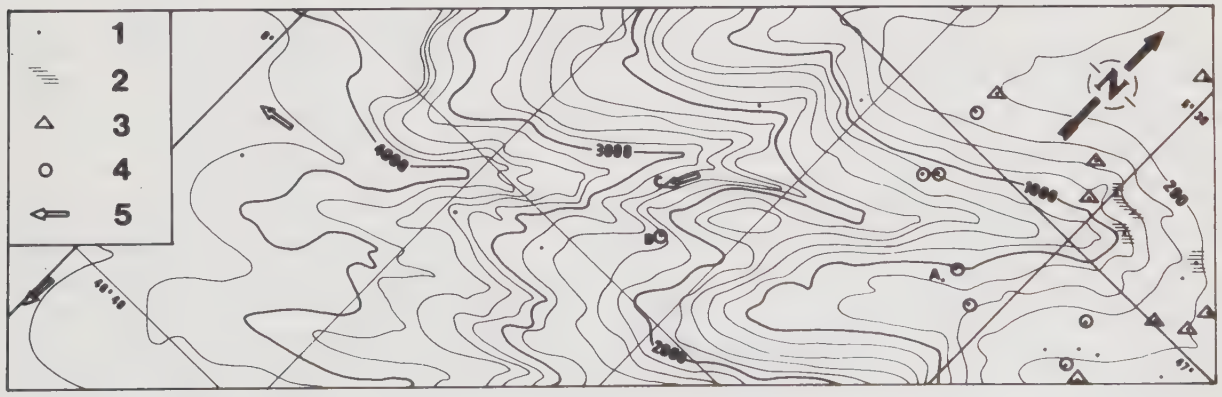


Fig. 45 - Le canyon de Penmarc'h, bathymétrie du S.H.O.M., complétée au large d'après Berthois et Brenot. Penmarc'h canyon, S.H.O.M. soundings, compl. outside after Berthois & Brenot. 1/400 000. 1 = Prélèvements de l'I.G.B.A. ; I.G.B.A. bottom samples. 2 = Roche ; Rocky bottom. 3 = Sédiment et faune caractéristiques du plateau continental ; Shelf fauna and sediment. 4 = Faune planctonique froide en surface ; cold planctonic assemblage on the bottom. 5 = Indices de transports le long du canyon ; Evidence for canyon-axis transport. A, B, C = cf. texte. D'après/after : VIGNEAUX & al., 1970.

45, 10 cm de dépôts actuels, mis en place depuis le dernier glissement, reposent directement sur des dépôts froids attribués au Würm II, avec une lacune de 35 000 ans.

La disposition du fond de la vallée est mal connue. Mais il est à peu près certain que, loin que le profil transversal en V soit la règle, comme on l'a cru longtemps, il n'est représenté que dans quelques segments assez courts, sortes de gorges de raccordement, alors qu'en général le profil transversal est en U, avec une auge assez large (plusieurs centaines de mètres). Le fond en est d'ailleurs rarement tout-à-fait plat : le plus souvent il y a soit une pente modérée (2 à 5 %) depuis le pied d'une des parois jusqu'au pied de l'autre, soit deux "lits mineurs" séparés par des dos de sédiment qui peuvent les dominer de 15 ou 20 m. C'est du moins les dispositions que reflètent les bandes de sondage opérées par les navires de l'I.S.T.P.M. et exploitées par Berthois et Brenot pour leur carte de l'escarpement continental (1).

L'auge a généralement son maximum de largeur à la sortie de l'amphithéâtre. C'est immédiatement avant les confluences que le rétrécissement se marque le plus nettement, associé souvent à un surcreusement, et à une pente plus forte du thalweg : on a localement un profil en V. Après la confluence, une auge nouvelle, comme décalée vers le bas, apparaît, qui évoluera de la même façon jusqu'à la survenance d'un nouveau ravin affluent. Le second segment du chenal est donc celui des confluences : les pentes des flancs sont moins fortes, entrecoupées de faux replats dus à leur recoupement oblique par des ravins. Le long de certains de ceux-ci, on a encore des indications d'éboulements en masse : par exemple, dans le canyon de Penmarc'h, un carottage opéré au flanc d'un ravin affluent (fig. 45, indiqué par B) comportait une faune froide en surface (2) et, plus bas, un galet de Miocène inférieur, indiquant des apports d'amont (3).

Il est généralement admis que les canyons sont actuellement le siège d'écoulements boueux épisodiques, sous la forme de "courants de turbidité". Les eaux turbides occupent alors une forte épaisseur, remplissant presque la vallée (jusqu'au ras des interfluves, au moins à l'aval) ; c'est ce qu'indique, dans le canyon de Penmarc'h, un carottage opéré à flanc de vallée (fig. 45, p. 67, indiqué par C) à plus de 400 m au-dessus du thalweg, et dans lequel les lits sableux sont abondants, tandis que la faune benthique superficielle comporte à la fois les éléments profonds qui sont normaux à 2 500 m, et des éléments épibathyaux supposés avoir été transportés depuis des régions moins profondes (et qui ne peuvent pas venir du haut de ce versant, car ce prélèvement a été opéré au flanc d'une colline qui culmine à 1 600 m). La carotte comporte d'ailleurs (4) plusieurs lacunes de sédimentation (lisez : traces de phases d'érosion) qui montrent que l'action des courants de turbidité produit alternativement des apports et des enlèvements.

Mais il n'est guère possible de rendre compte de la forme en auge du canyon uniquement par des courants brutaux. Plus probablement, la morphogénèse normale de l'auge est l'œuvre du déplacement lent d'une masse de boue épaisse qui rampe sur le fond. A une bien moindre échelle, ce serait donc le même processus que celui qui a façonné l'auge du "Swatch-of-no-ground", ou canyon du Gange (5).

C. Le débouché sur les abysses.

Vers 3 600 ou 3 800 m, la pente de l'escarpement continental se réduit fortement, et cette "rampe continentale" n'enserre plus la vallée qu'entre des versants moins vigoureux, aux pentes comprises entre 6 et 12 %. On n'est encore qu'à une quarantaine de km de l'accore, il en reste deux fois autant à parcourir avant la plaine abyssale vraie. Le canyon de l'Odet, prenant dès les fonds de 3 600 m une direction franchement Est-Ouest, rejoint le canyon du Guilvinec, et il semble que vers 4 500 m ce tronc commun reçoive aussi le canyon de Penmarc'h. Les deux autres canyons cheminent jusqu'au bout en solitaires, et il y a donc trois points d'entrée dans la plaine abyssale pour les sédiments acheminés par les canyons.

(1) - BERTHOIS (L.) & BRENOT (R.), 1966.

(2) - VIGNEAUX (M.) & al., 1970, p. 45.

(3) - CARALP (M.), DUMON & al., 1971, annexe III, p. 3.

(4) - CARALP (M.), 1971, pp. 85-87.

(5) - PINOT (J.-P.), 1969 c, p. 893.

Ce que nous savons de cette région se limite aux quelques bandes de sondage exploitées par Berthois et Brenot, et à trois ou quatre prélévements de l'I.G.B.A. aux abords du canyon de Penmarc'h. Ces prélévements indiquent que le taux de sédimentation est particulièrement fort dans cette région, comparativement à l'amont (environ 25 cm par millénaire pour l'Holocène), qu'il n'y a pas de lacunes de sédimentation, donc pas d'éboulements, ce qui est normal puisque les pentes sont presque partout inférieures à 18 %, et que dans toutes les carottes de l'aval on trouve des passées sableuses qui indiquent des arrivées brutales, et qui contiennent des foraminifères allochtones, ainsi que des galets mous arrachés aux pentes de l'amont. Mais en ce qui concerne la morphologie, il est impossible, à partir des données disponibles, de répondre aux questions les plus simples, de savoir par exemple si les canyons forment des cônes de débris au droit de leurs débouchés, ou s'ils construisent des levées latérales. Il est probable que non, dans la mesure où de telles formes sont surtout connues pour des canyons ou des goufs par lesquels ne transite que du sable, alors que dans cette région-ci les éléments fins constituent une part importante des matériaux acheminés par les canyons.

EVOLUTION DE L'ESCARPEMENT CONTINENTAL

La coexistence d'interfluves à pente croissante, formant un profil convexe qui prolonge presque sans rupture de pente celui du plateau continental, et de canyons profondément incisés, avec un abrupt très marqué dès l'accore et un profil d'ensemble concave, oblige à réfléchir sur l'origine de la dualité du paysage. Est-ce un trait permanent, ou un stade de l'évolution qui conduirait d'un escarpement entièrement convexe à un escarpement entièrement concave ?

Pour une région émergée, soumise à la morphogénèse "normale" dans laquelle tous les déplacements de matériaux s'effectuent vers l'aval sous l'effet du ruissellement, la réponse ne ferait pas de doute : objet d'érosion, ne recevant aucun apport nouveau, les interfluves évoluent nécessairement vers la destruction, et, dès lors que les pentes qui les limitent sont suffisantes pour permettre des mouvements de matériaux meubles, ils ne subsistent que comme les témoins transitoires d'un paysage antérieur. Si aucun fait nouveau ne vient rompre l'évolution, ils sont appelés à disparaître.

Mais en mer, où des sédiments peuvent être apportés ou fabriqués sur les sommets, on pourrait, au contraire, concevoir que ce qui parvient sur les interfluves ou s'y forme compense - et au-delà peut-être - ce qui en part ; ainsi, un canyon qui ne recevrait des interfluves et n'évacuerait vers le large qu'autant de sédiments qu'en reçoivent les interfluves, serait impuissant à les détruire, de sorte qu'un équilibre durable pourrait s'établir, et les deux formes coexister indéfiniment.

Or, il existe en réalité, dans la région étudiée du moins, des indices qui donnent à penser que l'érosion dans les canyons et sur leurs versants est plus active que la sédimentation qui, dans le même temps, épaissit les interfluves : outre le fait que la surface de ceux-ci, au moins dans la région "amont" de l'auge d'acheminement, jusque vers 2 500 m de profondeur, expose des sédiments inactuels, la présence assez fréquente d'abrupts bien marqués sur les flancs des thalwegs, et la mise à l'affleurement, le long de ces abrupts, de roches relativement anciennes, montrent que l'ablation est considérable. Un bilan des apports et des évacuations de sédiments ne doit pas être impossible à faire, à la condition de disposer de données plus abondantes que celles dont nous disposons actuellement. Je tenterai, dans la seconde partie, chapitre III (transports par la mer) d'esquisser un tel bilan, tout en sachant combien l'entreprise est hasardeuse dans l'état actuel de nos connaissances.

Si, dans un avenir que j'espère rapproché, nous disposons de suffisamment de carottages sur l'escarpement et dans la plaine abyssale pour établir un bilan sérieux, et s'il était négatif, on serait amené à considérer l'état actuel de coexistence des canyons et des interfluves comme transitoire, et à penser que l'escarpement continental a été, à une époque qui ne peut pas remonter bien loin dans le temps, convexe sur toute sa largeur (sauf à comporter quelques scarifications superficielles par des ravins dans les secteurs les plus pentus (à partir de 600 ou 800 m de profondeur). Un événement, ou un ensemble d'événements, affectant le niveau de la mer et le régime des déplacements de sédiments sur le précontinent, aurait déclenché le creusement des canyons, qui se serait ensuite accéléré par une sorte d'autocatalyse, et qui doit aboutir, par l'élargissement des canyons et le recul de leurs têtes, à la constitution d'une nouvelle pente d'équilibre.

L'une des façons de trancher entre les deux hypothèses (pérennité de la dualité des paysages, ou caractère transitoire de la coexistence actuelle) est de constituer deux modèles de la disposition des couches sédimentaires, montrant ce qu'elles doivent être, le long d'un tracé parallèle à l'accore, dans l'un des modèles si les canyons ont existé de tout temps, dans l'autre s'ils se sont formés à une certaine époque, et se développent depuis.

La pérennité de la dualité des paysages (fig. 46, ci-dessous, à gauche) suppose que l'encaissement des canyons a toujours été du même ordre de grandeur ; comme l'épaississement des interfluves par sédimentation est indubitable, il faut qu'il y ait eu aussi sédimentation dans les vallées, et que les profils anciens, reflétés dans la disposition actuelle des couches anciennes, soient en gros parallèles aux profils actuels. Toutefois, la présence, au flanc des canyons, d'affleurements rocheux oblige à envisager des déplacements latéraux de ces vallées. La coupe proposée sur la figure 46 tient compte de ces deux impératifs. On remarque que toutes les couches présentent une disposition qui simule une alternance d'anticlinaux coffrés et de synclinaux pincés, et que le sapement latéral de ces derniers peut faire croire à des failles. Une telle coupe pourrait donner lieu à des interprétations selon lesquelles les canyons suivraient des tracés imposés par la tectonique.

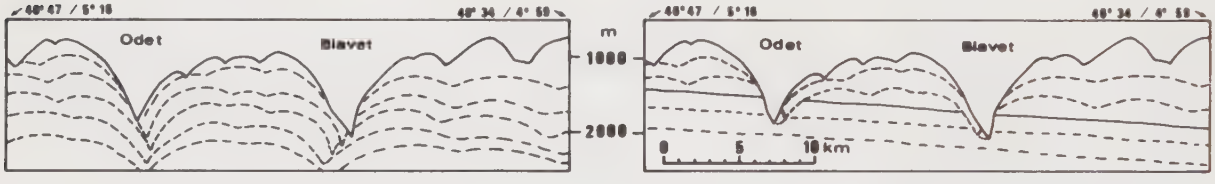


Fig. 46 - Modèle de la stratigraphie en cas de dualité permanente des paysages.
Echelle horizontale) 1/500 000
Horizontal scale
Stratigraphical model for the case of permanent duality between canyon and interfluve landscapes.

Fig. 47 - Modèle de la stratigraphie en cas de coexistence transitoire entre les deux paysages.
Echelle verticale) 1/100 000 H = x 5
Vertical scale
Stratigraphical model for the case of transitional coexistence between the two landscapes.

Si au contraire la coexistence actuelle des interfluves et des canyons n'a qu'un caractère transitoire (fig. 47, ci-dessus, à droite), seules les couches supérieures, déposées depuis que se sont formés les canyons, présenteront des vallonnements. Les couches antérieures, datant de la période où n'existait partout qu'une sédimentation pélagique, seraient à peu près horizontales sur une coupe parallèle à l'accore, ou régulièrement inclinées, si la coupe est un peu oblique par rapport à l'accore, ou si l'accore actuelle est un peu oblique par rapport à celle de la période antérieure (c'est l'hypothèse que j'ai adoptée sur la fig. 47, pour des raisons que j'exposerai dans le Chapitre III de la Troisième Partie). Dans ce cas, la dernière couche non perturbée lors de son dépôt par l'existence des canyons, mais seulement incisée par eux après leur formation, permettra de dater le traumatisme à partir duquel cette modification radicale de la morphogénèse serait apparue.

La vérification du modèle est aisée : il suffit d'opérer des profils en réflexion sismique, parallélement à l'accore, dans la zone où les interfluves culminent à 800 m alors que les canyons sont creusés jusqu'à 2 000 m. A la date à laquelle je termine le typon de cette page, aucun profil répondant à ces critères n'a encore été levé, à ma connaissance. Espérons que nous n'aurons pas trop longtemps à attendre avant qu'il en soit fait un, qui permette de trancher la question par la voie stratigraphique.

Il existe d'autres façons que stratigraphique d'aborder le problème : l'évolution géomorphologique d'une région forme un tout, et le creusement des canyons ne peut être resté sans effet, ni sur le plateau continental et même les terres émergées, ni sur la plaine abyssale. L'événement, ou l'ensemble d'événements, qui aurait déclenché ce creusement ne peut pas, non plus, ne pas avoir laissé de traces ailleurs que sur l'escarpement continental. La synthèse des données morphologiques disponibles sur l'ensemble du "bassin versant" du golfe de Gascogne peut donc fournir des lueurs sur l'existence et la date de cet événement essentiel. C'est pourquoi il m'a paru nécessaire de compléter la description régionale du versant sud-armoricain par celle de la plaine abyssale, qui fera l'objet du chapitre suivant.

Chapitre complémentaire

La plaine abyssale

Résumé : Située vers 4800 m de fond, presque totalement horizontale, la plaine abyssale comporte en surface des turbidites mises en place par des courants épisodiques issus des canyons de l'escarpement ; elle est dominée par des reliefs où ne se sédimentent que des pélagites. Les prospections sismiques montrent que les "turbidites supérieures" forment une couche de 300 à 600 m d'épaisseur, reposant sur des pélagites sensiblement moins épaisses, qui surmontent elles-mêmes des "turbidites inférieures" d'épaisseur variable. Ces dernières colmatent un relief irrégulier, tantôt basaltique, tantôt formé de sédiments tectonisés. Ces alternances reflétent, depuis la dernière phase tectonique, la succession de régimes de biostasie à sédimentation pélagique, et de régimes de rhexistasie à canyons et turbidites. La chronologie proposée pour ces dépôts corrélatifs devrait permettre de préciser celle de la morphogénèse du précontinent.

Je n'ai jamais encore travaillé personnellement sur la plaine abyssale ; le court "chapitre complémentaire" que je lui consacre n'a pour objet que d'achever une description régionale qui, sans lui, serait incomplète.

Une toute récente synthèse qu'a donnée J.-R. Vanney (1) de la plaine abyssale devrait me dispenser d'en reprendre la description. Mais, outre qu'il sera plus commode pour le lecteur d'avoir sous la main, dans ce volume-ci, l'ensemble des données régionales sous-marines sur lesquelles sont construits les raisonnements des parties suivantes, il est certains points de la description sur lesquels je souhaite insister plus particulièrement.

La plaine abyssale du golfe de Gascogne commence, au pied de l'escarpement continental sud-armoricain, vers l'isobathe de 4700 m, au-delà des pentes modérées de la "rampe continentale" et des collines qui l'accidentent. Bien qu'elle soit "désespérément plate" (1), elle est en très faible pente vers le Sud-Ouest, et, dans la mesure où l'extrême difficulté qu'il y a à mesurer les grandes profondeurs avec une rigoureuse exactitude le permet, on peut estimer à moins d'un mètre par kilomètre sa pente entre 46° N / 7° W Gr., où elle est vers 4780 m, et 44° N / 11° W Gr., juste avant la rupture

(1) - VANNEY (J.-R.), 1972. Les données que j'utilise dans les pages qui suivent sont dues à un assez grand nombre de chercheurs, dont je ne citerai que ceux directement utilisés, mais qui ont tous contribué à l'idée que nous pouvons actuellement nous faire de cette plaine et des reliefs qui la bordent ou l'accidentent. On trouvera dans l'article de Vanney, et dans sa "bibliographie du golfe de Gascogne" (VANNEY, 1970), des références plus complètes.

Fig. 48 - Le versant sud-armoricain. 1 / 2 500 000.

Fig. 48 - South-armorican slope. 1 2 500 000.

de pente due à la proximité de la "coursive de la Théta" ("Théta Gap"de LAUGHTON, 1960), où elle est vers 5006 m. Latéralement, elle s'étend vers l'Est jusqu'au pied de l'escarpement qui borde le plateau marginal landais, où sa profondeur semble moindre (vers 4650 m). Une plaine étroite, ou un large couloir, la relie par l'Ouest, puis le Nord-Ouest, à la plaine abyssale de Porcupine, dont les profondeurs sont, localement, sensiblement plus fortes (elles dépasseraient 5000 m).

La plaine abyssale proprement dite, quasi-horizontale, est dominée par quelques reliefs, dont certains occupent des positions axiales (tel le chapelet de buttes dont la principale est la "montagne Cantabria", par 45° N et 8° W Gr.) et d'autres des positions bordières (comme le "dôme Gascogne, par 45° 20' N et 5° 20' W Gr.). La plupart de ces reliefs correspondent à des anomalies magnétiques qui y indiquent la proximité d'un substrat basaltique.

Les sédiments superficiels ont fait l'objet d'un petit nombre de prélévements, dont la plupart en carottage. Ils ont montré la relative homogénéité de la sédimentation sur la plaine abyssale proprement dite, où la couche superficielle est un mélange de sédiments limono-sableux terrigènes ou "biogènes grossiers", et de sédiments argileux ou "biogènes fins". Le mélange superficiel est dû au remaniement par fouissage biologique, et les carottes montrent à faible profondeur l'alternance de lits décimétriques plus sableux (dont la mise en place est attribuée aux courants de turbidité) et de lits de sédiments fins (considérés comme tombés en pluie uniforme, et comportant des éléments détritiques de la taille des argiles, et éventuellement des éléments biogènes planctoniques). Ces "pélagites" sont seules à parvenir sur les sommets des reliefs, alors que sur la partie inférieure des flancs de ceux-ci s'y mêle la fraction la plus fine des turbidites, comme si les courants de turbidité avaient une épaisseur importante (ce que laissait déjà supposer la composition des sédiments superficiels prélevés au flanc des canyons, cf. p. 68).

La disposition profonde des sédiments, et du substrat rocheux sur lequel ils semblent reposer, est connue par d'assez nombreux passages en réflexion sismique, malheureusement presque tous disposés selon des routes Nord-Sud ou Nord-Est - Sud-Ouest, par des mesures de réfraction sismique encore trop peu nombreuses, et par deux forages profonds, opérés l'un sur la plaine, l'autre sur un relief, dans le cadre du "Programme de forages en mer profonde" (Deep-sea drilling project, ou D.S.D.P.) engagé en commun par les plus riches institutions océanographiques ("Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling", ou J.O.I.D.E.S.).

Si peu satisfaisante que soit notre documentation, elle a permis déjà de reconnaître que le "substrat" avait un toit très accidenté, puisque des dômes ou voussures (dont les cartes magnétiques permettent de tracer le plan général) séparent des dépressions, ou bassins. Aucune réflexion sismique incontestable n'a été obtenue au sein du "substrat", ce qui a incité plusieurs à le considérer comme la croûte océanique originelle, et à dater l'ouverture du golfe par l'âge de la première couche sédimentaire couvrant ce substrat.

Les bassins sont comblés par des sédiments de plaine abyssale qui ennoient également les moins élevés des sommets du substrat, alors que les sommets les plus élevés sont nappés de sédiments qui en épousent les contours et forment les reliefs qui dominent aujourd'hui la plaine. La sismique a montré, dans les bassins, l'alternance de niveaux comportant chacun de nombreux réflecteurs, et de niveaux sismiquement transparents. Le forage 118, implanté dans la plaine (à un endroit où la succession sédimentaire est fort incomplète) a confirmé que les niveaux lités comportaient une suite de lits de turbidites séparés par des lits de pélagites, alors que les niveaux sismiquement transparents étaient composés uniquement de pélagites.

Les deux niveaux à réflexions multiples les plus constants sont donc qualifiés, respectivement, de "turbidites supérieures" et de "turbidites inférieures". Leurs épaisseurs varient, aussi bien à l'intérieur de chaque "bassin" (où ils sont en général moins épais d'un bon quart sur les pourtours que dans les régions centrales) que d'un bassin à un autre. Les épaisseurs maximales sont obtenues au pied de l'escarpement continental, tant devant l'Espagne, sur une bande étroite sub-parallèle à la côte, que devant l'Armorique : dans l'ensemble, les épaisseurs tendent à diminuer vers le Sud-Ouest, depuis la région des bouches des canyons jusqu'à la coursive de la Théta ; mais, dans les cas les plus typiques, elles sont de l'ordre de 500 m pour les turbidites supérieures, de 400 m pour la formation pélagique intermédiaire, et de 300 m pour les turbidites inférieures.

La plus grande épaisseur de chaque couche vers le centre de chaque bassin, et vers le pied des escarpements continentaux, alors qu'il est vraisemblable que les turbidites se sont déposées à peu près horizontalement ou en faible pente vers le Sud-Ouest, implique un affaissement lent du fond, plus important au centre de chaque bassin et au pied de chaque escarpement qu'à proximité des voussures du

substrat. Des mouvements tectoniques appréciables, du type des "bombements à grand rayon de courbure", se produisent donc de façon continue dans cette région abyssale, déprimant les plaines et soulevant (relativement) les hauteurs.

Les reliefs fossilisés sous la plaine abyssale ne sont couverts que d'une série sédimentaire incomplète, comme l'a montré le forage 118, implanté sur l'un d'eux, et dans lequel est admise une lacune de 34 millions d'années (Laughton & Berggren, 1971). On attribue généralement ces lacunes à des glissements vers les bassins voisins, à la faveur des bombements à grand rayon de courbure, des sédiments le plus anciennement déposés. Il est en effet impensable qu'il y ait en mer profonde des "lacunes de sédimentation" au sens strict du terme ; il ne peut exister que l'érosion de couches récemment déposées. Les couches les plus anciennes qui aient été déposées sur le substrat (dont le forage 118 a confirmé qu'il était basaltique comme les mesures géophysiques le faisaient penser) auraient donc, à la faveur de ces bombements, été regroupées en désordre dans le fond des bassins, où en effet les levés en prospection sismique montrent l'empilement d'écailles glissées depuis les flancs. Dans cette hypothèse, les plus vieilles roches sédimentaires présentes dans les bassins, ou subsistant en lambeaux sur les sommets, dateraient le début de la fossilisation de la croûte océanique, ce qui permettrait d'estimer l'âge de l'ouverture océanique.

Toutefois, le forage 118 suggère une autre interprétation : il se termine bien dans du basalte, mais celui-ci s'est introduit en sill au sein d'argiles paléocènes, qui ont été cuites par ce contact ; et sous le sill supérieur de basalte existent à nouveau des argiles cuites, puis d'autre basalte. Rien n'empêche qu'il y ait ainsi bien des alternances de sills basaltiques et de couches sédimentaires, ce qui repousse bien loin en profondeur le véritable "substrat" océanique, et bien loin dans le temps l'ouverture du golfe de Gascogne. Du coup, le gonflement imposé aux sédiments par l'intrusion basaltique suffit à expliquer le glissement des couches superficielles (celles, du moins, qui n'ont pas été indurées par le contact du basalte intrusif) vers les bassins qui se sont alors formés là où aucun basalte n'était monté. Dès lors, l'intrusion ne témoigne que d'une phase tardive et mineure d'extension océanique, dont l'âge est compris entre celui des sédiments transformés par le contact du basalte, et celui des sédiments non perturbés qui masquent l'ensemble.

Sans s'aventurer dans la reconstitution d'une histoire structurale du golfe de Gascogne qui a été longue et complexe, et à laquelle d'importants travaux récents ont été consacrés sans permettre de parvenir à des certitudes, on peut du moins tirer, des observations faites dans la plaine abyssale, quelques indications sur les dépôts corrélatifs des phases successives de la morphogénèse du précontinent sud-armoricain.

Dans la région où ont été opérés les forages (45° N, 8° et 9° W Gr.), la phase la plus ancienne que l'on puisse appréhender avec certitude est celle des intrusions basaltiques : elles pénètrent en sills (ce qui ne peut se faire que sous une certaine épaisseur de sédiments, non à proximité de la surface) dans des argiles éocènes et paléocènes, dont elles rubéfient la base. L'intrusion ne peut être antérieure à l'Eocène inférieur ; mais elle est sans doute nettement plus tardive, à cause de la nécessaire épaisseur de sédiments que suppose la disposition en sill ; cette couverture, que le bombement local a fait glisser vers les bassins voisins, correspond à la "lacune" du forage 118, c'est-à-dire à l'essentiel de l'Eocène et à tout l'Oligocène, puisque la série sédimentaire en reprend qu'au Miocène inférieur. La date de l'intrusion peut donc se placer à l'Oligocène, ou vers la fin de l'Eocène si l'on admet que les bombements se sont poursuivis longtemps après l'intrusion. En tout cas, les mouvements tectoniques qui lui sont liés (bombements, et réajustements isostatiques postérieurs) étaient terminés pour le début du Miocène.

En réalité, le forage 118 a été implanté sur une intrusion basaltique particulièrement proéminente (et d'ailleurs choisie pour cette raison, dans l'espoir d'atteindre plus rapidement le "substrat"). La série sédimentaire y est incomplète, en comparaison d'autres reliefs de même nature plus précocement enfouis sous les dépôts "de plaine abyssale" : il manque les "turbidites inférieures", alors que le plus souvent celles-ci sont, à leur partie supérieure du moins, exemptes de toute trace de mouvements tectoniques. La fin de ces derniers doit donc plutôt être assignée au début du dépôt de ces "turbidites inférieures", qui semblent s'être mises en place au cours de l'Oligocène, et qui reflètent vraisemblablement une phase d'érosion sur le précontinent (et éventuellement sur les terres émergées).

Tandis que dans les dépressions se déposaient ces turbidites, dont le taux de sédimentation est élevé (de l'ordre de grandeur de 5 cm / millénaire), les reliefs basaltiques ne recevaient que des pélagites. Sur ceux dont le sommet ne dépassait pas la "profondeur de compensation des carbonates", c'est-à-dire la profondeur à partir de laquelle les tests de foraminifères calcaires sont dissous avant d'at-

teindre le fond, le taux de sédimentation était très faible, puisqu'il n'y parvenait que les "boues rouges des grands fonds" ; aussi ont-ils été progressivement rejoints par la plaine voisine et ensevelis sous les turbidites.

Au-dessus de ces turbidites inférieures, une couche sismiquement transparente, attribuée à des pélagites (dans lesquelles ne se forme aucun lit différencié, donc aucun réflecteur), présente une épaisseur de l'ordre de 400 m, à peu près constante. Elle ennoie aussi bien les plaines abyssales que les reliefs, sauf à s'être éboulée sur les pentes les plus fortes. Le forage 119, implanté sur le flanc de la Montagne Cantabria, semble avoir traversé une zone à éboulements, ce qui empêche d'en tirer grand' chose. Ces pélagites sont considérées par Sibuet & al. (1) comme postérieures à l'Oligocène et antérieures au Miocène supérieur. Elles refléteraient une phase de stabilité tectonique, climatique et eustatique telle que le précontinent ne fournisse plus de sédiments grossiers cheminant sur le fond, et que la totalité de la sédimentation abyssale soit due à la pluie d'argiles et de débris planctoniques.

Enfin, à partir d'un réflecteur sismique que ces auteurs (1) attribuent au Miocène supérieur, les "turbidites supérieures" terminent le remplissage, jusqu'au niveau actuel. La phase "rhexistasique"actuelle aurait donc commencé au Miocène supérieur, si l'on en juge par ces dépôts corrélatifs. Rien, en effet, dans les particularités de la plaine abyssale, ne permet de supposer une phase tectonique océanique qui puisse expliquer ces turbidites par des considérations locales : elles ne peuvent être que l'indice d'une modification de régime dans les régions dont elles proviennent.

Or, la répartition de l'épaisseur des "turbidites supérieures", telle qu'elle ressort de la fig. 12 de Sibuet & al. (1) - qui, à vrai dire, incorporent, pour ces isopaques, l'ensemble des sédiments déposés depuis le Miocène inférieur, c'est-à-dire à la fois une série de pélagites et une série de turbidites - permet d'attribuer la sédimentation turbiditique au Nord de 46° N (et peut-être dès 45° N) aux apports armoricains, à l'exclusion des apports ibériques qui ne se sont étendus que sur le Sud du golfe. La plaine abyssale apparaît donc comme le plus fiable des chronomètres, en ce qui concerne la succession, sur le précontinent breton, de phases d'accumulation et de phases de ravinement.

C'est pour parvenir à ce cadre chronologique schématique, mais sûr, que j'ai tenu à faire cette incursion dans un domaine profond que je n'ai pas étudié moi-même, et qui nous procure l'échelle suivante :

- au cours de l'Eocène, des intrusions basaltiques de part et d'autre de l'axe de symétrie des régions profondes du golfe de Gascogne remanient les sédiments antérieurs et déterminent des mouvements tectoniques dont on peut s'attendre à ce qu'ils se soient répercutés sur le précontinent et les terres émergées.

- au cours de l'Oligocène, une érosion vigoureuse sur le précontinent a pour dépôts corrélatifs, au large, des "turbidites inférieures" d'une puissance de 300 m.

- la fin de l'Oligocène et tout le Miocène inférieur et moyen constituent une phase de calme tectonique et climatique, au cours de laquelle se déposent au large des pélagites, et où l'on peut supposer que le précontinent a été le lieu d'une sédimentation régulière.

- depuis le Miocène supérieur, la plaine abyssale reçoit des 'turbidites supérieures" corrélatives du ravinement du précontinent.

(1) - SIBUET (J.-C.), PAUTOT (G.) & Le PICHON (X.), 1971.

Deuxième partie

LA DYNAMIQUE ACTUELLE

Résumé. Pour faire la part de la dynamique actuelle, il faut l'aborder sans poser en principe préalable que la mer est inefficace en profondeur. Après un classement des faits à expliquer (Chap. I), trois chapitres décrivent les modes d'action de la mer : l'un pour les agents de façonnement, le second pour le bilan des transports, le troisième pour l'érosion. Un chapitre terminal montre comment l'action de la mer est responsable de formes vives présentes dans toutes les parties de l'ensemble étudié.

La description régionale a permis d'évoquer bien des problèmes de morphogénèse, et l'on a pu se rendre compte de la difficulté qu'il y a à savoir si les formes observées sont actuellement vivantes, ou s'il s'agit d'héritages. La plupart des auteurs sont portés à considérer a priori les formes sous-marines comme héritées, soit des périodes d'émersion de la fin du Tertiaire et du Pléistocène, soit des phases de façonnement littoral qui ont affecté tour-à-tour tous les niveaux au cours des transgressions ou des régressions, soit de périodes où les formes en question étaient submergées, mais sous une épaisseur d'eau moindre qu'aujourd'hui, de sorte que les agents morphogénétiques marins devaient être plus efficaces.

C'est qu'ils estiment que la mer, en dehors des quelques mètres superficiels dont tous les océanographes savent combien ils peuvent être agités, atteint vite en profondeur une placidité qui n'aurait pas son équivalent dans les milieux émergés, et que le monde du silence est aussi celui du sommeil morphologique.

Il me semble que ce préjugé à l'égard des possibilités d'action de la mer a fâcheusement biaisé la plupart des études qui ont été faites jusqu'ici, en incitant à expliquer d'emblée les formes par des actions anciennes. Or, ce n'est pas là une bonne méthode : on devrait toujours tenter d'expliquer ce que l'on observe par les actions du moment, et ne se résoudre à chercher des explications dans le passé que lorsque le présent est incapable de les fournir.

Par "présent", il faut du reste entendre, non point l'action de la mer telle que l'on peut à tout moment l'appréhender, c'est-à-dire l'activité d'un jour banal, de temps calme ou peu agité, mais la gamme entière des états de la mer possibles sous un climat donné, en se souvenant qu'en mer, comme à terre et peut-être plus qu'à terre, des phénomènes rares, mais violents (plus fortes tempêtes, marées de très grande vive eau, et plus encore l'exceptionnelle coïncidence entre les deux), peuvent avoir une action déterminante sur le paysage, de la même façon que les lits majeurs de certains fleuves portent les traces indélébiles de crues centennales qui n'ont duré que quelques jours. Nous ne devons pas

dire : "la mer est incapable de déplacer tel sédiment à telle profondeur", simplement parce que quelques mois d'observation n'auront pas permis de démontrer le transport d'une quantité appréciable de sédiment ; car d'une part une observation de plusieurs années ou plusieurs décennies aurait peut-être permis d'inclure une de ces brèves phases de déplacements brutaux, catastrophiques, et d'autre part un déplacement qui n'est pas appréciable quand on le mesure sur quelques mois peut devenir déterminant quand il se poursuit sur des années, des siècles ou des millénaires.

Aussi cette seconde partie est-elle consacrée à une tentative d'appréciation (non de mesure, qui demanderait des moyens techniques dont je ne dispose pas) de l'efficacité actuelle de la mer.

Dans un premier chapitre, sur les traits essentiels de la morphologie actuelle, je dégagerai ce qui me paraît important et caractéristique dans les faits rencontrés au cours de la description régionale. Ces faits essentiels sont d'une part ceux qui caractérisent le milieu précontinental d'une région tempérée, tel qu'on peut l'appréhender à partir de cet exemple régional, et d'autre part ceux qui donnent au précontinent sud-armoricain occidental son originalité.

Pour essayer de démêler la part de l'action actuelle de la mer dans le façonnement de ce paysage, j'essaierai, dans un second chapitre, de décrire les divers moyens d'action de la mer, et d'apprécier leurs possibilités d'action sur le fond. Il s'agit surtout des courants de marée et des houles, et de la combinaison des mouvements des mouvements des uns et des autres, probablement bien plus efficace, par un effet de synergie, que la simple addition des deux. Les tentatives de dosage de leurs compétences et de leurs capacités seront faites à partir des trop rares mesures disponibles, et aussi à partir de l'observation de leurs effets sur le fond, possible quand on travaille sur une période assez longue.

Ayant ainsi montré que les possibilités d'action de la mer sont bien moins négligeables qu'on ne le dit trop souvent, et défini un programme de mesures ultérieures destinées à mettre en évidence l'efficacité possible des mouvements d'eau, je passerai en revue, dans un troisième chapitre, les transports de sédiments que la mer est susceptible d'opérer, pour en démonter, autant que possible, les mécanismes, savoir quelles particules sont déplaçables, dans quelles directions, à quelles vitesses et en quelles saisons, jusqu'à quelles profondeurs, et avec quels espoirs de retour. Certes, un bilan chiffré des mouvements de matériaux est absolument impossible aujourd'hui, mais on peut du moins essayer de supputer dans quel sens penche la balance des déplacements : apparemment, vers une exportation nette de sédiments en direction de la plaine abyssale d'une part, des littoraux d'autre part, que ne compensent pas les apports fluviaux.

Les transports par la mer, s'ils aboutissent à un appauvrissement progressif en sédiments de la plateforme continentale, permettent l'érosion des fonds ; le quatrième chapitre sera donc consacré à l'érosion sous-marine, sous ses formes mécanique, chimique, et surtout biologique, telle qu'elle s'applique tant aux sédiments meubles qu'aux roches consolidées.

Ainsi, ces trois chapitres (II, III, IV) auront permis de proposer, parmi les formes décrites dans la première partie et récapitulées dans le chapitre I de cette seconde partie, une ventilation entre les formes que l'on peut expliquer par l'action actuelle de la mer, et celles qui ne sont que des héritages. Dans un cinquième chapitre, je reprendrai ces formes vives, celles qui me paraissent en équilibre avec les agents morphogénétiques sous-marins actuels, pour montrer comment s'opère cet équilibre, et dans quelle mesure pourtant la disposition actuelle des formes vives est en partie déterminée par les héritages.

On verra aussi, dans ce dernier chapitre, comment l'ensemble de la région étudiée se décompose en trois milieux morphogénétiques où l'importance relative des formes vives par rapport aux formes inertes va en croissant vers le large, contrairement aux idées reçues :

- l'escarpement continental semble tout entier fait de formes vives, soit à sédimentation lente, comme les interfluves, soit à érosion rapide, comme les canyons et les ravins ;
- la plateforme continentale, qui va de la côte à l'accore, se partage entre deux types de paysages :
  - = les régions périlittorales ("inner shelf" des auteurs anglo-saxons) où les aires à morphogénèse actuelle dominante sont limitées par un cadre morphologique qui date, pour l'essentiel, de périodes antérieures,
  - = le plateau continental ("outer shelf") où la morphogénèse actuelle pratique presque partout des remaniements épidermiques, mais sans jamais modifier substantiellement et de façon irréversible une disposition générale héritée.

Chapitre I

TRAITS ESSENTIELS DE LA MORPHOLOGIE ACTUELLE

Résumé. Les traits essentiels de la morphologie actuelle sont : la médiocrité de la sédimentation actuelle, qui ne forme que des accumulations discontinues, aux pentes faibles, instables dans le temps ; l'importance des héritages, qui consistent notamment en des reliefs rocheux bien nettoyés, en des vallées bien tracées et formant un réseau cohérent qui n'est que localement dissimulé sous des formes plus récentes, et en un profil général comportant deux concavités entre lesquelles l'accore forme charnière ; une érosion actuelle relativement vigoureuse, exercée surtout aux dépens des matériaux meubles. Une carte morphologique d'ensemble du précontinent, assortie d'un commentaire, illustre ces traits essentiels.

Le domaine étudié comporte, depuis la côte jusqu'à la base de l'escarpement continental, trois zones morphologiquement bien distinctes :
- la région périlittorale présente un relief assez énergique, dont les valeurs morphométriques sont très comparables à celles des terres émergées voisines (environ 80 m de dénivellation dans chaque carré de 5 km de côté),
- le plateau continental, au sens strict, n'a au contraire qu'une énergie très faible (presque toujours moins de 12 m de dénivellation dans chaque carré de 5 km de côté - voir fig. 22, p. 34),
- l'escarpement continental est une région de forte énergie de relief (presque toujours plus de 200 m de dénivellation dans chaque carré de 5 km de côté).

Ces fortes différences régionales dans la disposition d'ensemble des paysages rendent plus frappant le fait que certaines caractéristiques soient communes à l'ensemble de la partie submergée du versant sud-armoricain.

Ces caractéristiques communes peuvent être rangées sous trois rubriques :
- la sédimentation actuelle est discontinue et instable,
- les formes héritées sont omniprésentes, bien conservées, et déterminent en partie les évolutions actuelles,
- l'activité de l'érosion semble expliquer à la fois les lacunes de la sédimentation actuelle, et la mise à nu des formes anciennes.

SECTION I
LES SEDIMENTS ACTUELS

Les sédiments actuels pour lesquels la description régionale a permis d'envisager une mise en place récente ou actuelle (depuis la transgression flandrienne) relèvent de plusieurs catégories :

Certains sont des sédiments organogènes ou détritiques, qui continuent à se mettre actuellement en place, mais sont strictement localisés : bancs de maerl des régions ensoleillées, aux eaux propres et agitées ; ourlets de débris rocheux délités ou taraudés, autour des reliefs qui les ont fournis.

D'autres sont issus du remaniement holocène ou actuel de sédiments déjà vieux, ayant connu une longue histoire : sables siliceux fins des avant-côtes sableuses, dunes hydrauliques des passes, deltas sous-marins et barres d'estuaires.

Les seuls qui puissent être vraiment considérés comme représentatifs de la sédimentation actuelle sont les vases, et les sables coquilliers. Encore les unes et les autres sont-ils le plus souvent largement mêlés d'éléments hérités, graviers et sables siliceux notamment. Compte tenu de la part de ces éléments, la masse totale des sédiments nouveaux, introduits sur le plateau continental au sens large depuis la transgression holocène, et qui ont pu s'y maintenir, apparaît comme modeste, et ne s'accroît que lentement.

Aussi le voile sédimentaire récent et actuel est-il discontinu, et ne masque-t-il que localement le substrat pré-holocène ; les sédiments mis en place par la mer dans la phase actuelle sont rassemblés dans certaines positions où les conditions hydrologiques leur permettent de se maintenir : en ourlets au pied des reliefs, en amas dans certaines passes ou à leurs débouchés, en nappes plus ou moins accidentées.

Ces accumulations contemporaines sont caractérisées par la modestie de leurs pentes, et par une certaine instabilité.

§ 1. Les versants sédimentaires.

Les accumulations sédimentaires que l'on peut considérer comme actuelles, et comme reflétant donc l'équilibre entre les facteurs hydrologiques et les propriétés des sédiments, ont rarement des surfaces horizontales : l'analyse de la disposition des pentes donne quelques indications sur l'action de la mer au fond.

A. Faiblesse des pentes.

Les pentes sont fonction de la nature des matériaux (granulométrie, angulosité, part de la matrice fine), de la profondeur, de l'exposition, et du temps écoulé depuis le dernier remaniement.

Influence de la texture.

Les sédiments vaseux ont des pentes comprises entre 0,1 % (vases à plus de 40 % de pélites) et 0,3 % (vases sableuses), exceptionnellement 0,4 % (sables vaseux). Pour les sables, la forme des grains joue un rôle important : les sables coquilliers, à prédominance d'éléments aplatis, peuvent former des pentes plus fortes (3 à 4 % en général, parfois 5 %) que les sables siliceux, dont les particules ont des formes plus ramassées. Les sables siliceux bien triés et fins (150 à 200 microns), appelés "sables fins gris durs", donnent des pentes comprises entre 0,7 % (sables micacés et riches en minéraux lourds, devant le Pouldu) et 1 % (sables plus quartzeux devant la plage de Gâvres). Dans la même position d'avant-plage, les sables plus grossiers du tombolo de Quiberon ont des pentes atteignant 2 % ; dans des conditions très particulières, on peut atteindre 5 % (bancs de Taillefer) ; mais les pentes d'écroulement au revers d'accumulations ne dépassent pas 1,5 % (delta sous-marin de l'Ile aux Moutons).

Toutes ces valeurs ont été observées sur la plateforme continentale. Sur l'escarpement, les pentes peuvent avoir des valeurs très supérieures, mais dans des matériaux déjà partiellement consolidés (vases compactes), pour lesquels j'ai proposé (p. 62) de considérer la pente de 18 % comme le seuil d'instabilité.

Influence de l'exposition.

Lorsqu'une accumulation présente deux faces (l'une "au-courant", ou "à-la-houle", com-

me on dit "au-vent", et l'autre "sous-le-courant" ou "sous-la-houle" ; on pourrait aussi employer "amont-courant" et "aval-courant", "amont-houle" et "aval-houle", comme on parle en géologie d'"amont-pendage" et d'"aval-pendage"), les pentes sont généralement dissymétriques : la pente "au-courant" ou "à-la-houle" est plus douce, toutes choses égales d'ailleurs, comme si elle était en équilibre avec les possibilités d'escalade des sédiments, alors que l'autre pente reflète leur éboulement naturel, une fois la crête franchie : par exemple, les dunes hydrauliques proches du canyon d'Audierne ont une pente de 0,8 % vers l'Ouest-Nord-Ouest, de 1,7 % vers l'Est-Sud-Est (1).

Influence de la profondeur.

Dans les sédiments véritablement meubles (c'est-à-dire en excluant les vases en cours de compaction de l'escarpement continental), les pentes sont habituellement d'autant plus faibles que la profondeur est plus grande. C'est ainsi que les sables fins gris durs de l'avant-plage de Gâvres ont une pente (1 %) presque double de celle (0,6 %) des sables analogues qui forment l'avant-plage du delta submergé (vers 55 m de fond) à l'Ouest de la Basse Moullec. Les pentes de la vasière de la baie de Concarneau sont de même systématiquement plus fortes, à texture identique, que celles des vasières du large.

Dégradation des pentes.

Quelques trop rares levés réitérés sur les mêmes formes ont paru indiquer que les pentes peuvent se dégrader avec le temps, comme si les pentes fraîches qui reflètent l'action récente d'une forte tempête ou d'une marée de vive-eau s'atténuaient progressivement par temps calme (2). Ce vieillissement est d'autant plus plausible que presque toutes les valeurs de pente observées sont anormalement faibles, très inférieures à ce que laisseraient attendre les expérimentations effectuées en bassin, et qu'il n'est pas interdit d'attribuer cette disparité entre le milieu naturel et les expérimentations à une évolution ultérieure des formes initiales. Ces remaniements pourraient être dus aux ébranlements, générateurs de fluidification thixotropique, transmis vers le fond à la suite de l'agitation des eaux de surface. Les accumulations directement façonnées par les houles ou les courants en période de forte activité de ces agents se dégraderaient ensuite sous l'effet d'un fluage généralisé, jusqu'à n'avoir plus que des profils très surbaissés.

B. Rectitude des versants.

L'ensemble des pentes observées sur un même versant le long d'une ligne de plus grande pente constitue le profil de ce versant ; on sait que la plupart des profils de versants subaériens sont, à des titres divers, convexo-concaves. On rencontre sous la mer beaucoup de profils convexo-concaves, mais aussi beaucoup de profils rectilignes. Les versants des dunes hydrauliques, des avant-plages, des rampes sédimentaires faisant face au large, des accumulations au pied d'escarpements rocheux (cf. fig. 16, p. 27, pour le versant au Sud-Ouest de Penmarc'h), ont fréquemment des profils à pente constante. Il en est de même (cf. p. 17) pour le versant taillé dans les micaschistes au Sud-Ouest de Groix, et nappé de sables, graviers et cailloutis qui semblent y circuler dans les deux sens. Les pentes sont trop modestes (jusqu'à 1,3 % sous Penmarc'h, 0,5 % sous Groix) pour que les termes utilisés en morphologie subaérienne soient applicables : bien que le versant à pente constante du Sud-Ouest de Groix soit taillé dans les micaschistes (roche assez peu résistante) par le transit de débris meubles, cette ressemblance génétique ne permet de lui appliquer ni le terme de "versant réglé" (ou "versant de Richter") qui ne s'utilise, en milieu émergé, que pour des pentes de l'ordre de 30 %, ni celui de "glacis", qui désigne, pour la plupart des auteurs, un versant légérement concave, de pente comprise entre 3 et 10 %. Aussi ai-je employé, sur la carte morphologique de la planche VI, pp. 88-89, le terme, qui n'a pas encore été figé dans une acception restreinte, de "versant régulier".

Cette rectitude des profils, qui sans constituer une règle générale est cependant plus fréquente qu'à terre, doit résulter de l'un des modes de façonnement propres à la morphogénèse sous-marine : c'est vraisemblablement le fait que les sédiments puissent ici tantôt monter, tantôt descendre le long des versants, selon la direction des courants au ras du fond, qui est le plus susceptible de rendre compte de la constance des pentes, puisque le mélange qui en résulte empêche que les matériaux soient répartis aux divers niveaux en fonction de leur taille.

1 - DELANOE (Y.) & PINOT (J.-P.), 1974.

2 - C'est aussi ce que suggère Vanney, 1969, p. 187.

§ 2. Les variations saisonnières.

La couverture sédimentaire meuble semble soumise à des modifications, liées tantôt à la vigueur des courants de marée, tantôt à l'état de la mer. Dans ce dernier cas, les variations du sédiment sont, en gros, saisonnières. J'ai exposé, p. 51, l'état de la question en ce qui concerne les vases sableuses de la périphérie de la vasière du large. Des modifications dans la granulométrie de la couverture sableuse ont aussi été observées : c'est ainsi que dans l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, qui est la dépression comprise entre les roches au Nord-Ouest de l'archipel de Glénan, et celles qui sont au Sud-Ouest de l'Ile aux Moutons, les sables grossiers et graviers ne présentent pas la même répartition d'une année sur l'autre. Les fonds sédimentaires montent doucement depuis la vasière, vers 75 m, jusqu'à la passe de l'Ile aux Moutons, vers 12 m ; ils sont accidentés, vers 55 à 63 m, par une barrière discontinue formée d'un poudingue quaternaire de graviers quartzeux et feldspathiques dont le démantèlement fournit l'essentiel du sédiment de la rampe. Or, une série de prélèvements opérés en 1965 a fourni des sédiments sensiblement plus fins (sables grossiers de 800 microns à 2 mm) que ceux obtenus lors des dragages de 1964 (graviers et petits galets), comme si, pendant l'été plus paisible de 1965, une nappe de sable était venue voiler le substrat graveleux. Ces différences ont été observées surtout entre 55 et 12 m de profondeur.

§ 3. Les migrations de sédiments.

De telles variations de la couverture sédimentaire supposent que les sables grossiers, pour lesquels seul un transport en saltation ou en roulage sur le fond peut être envisagé, sont susceptibles de déplacements. Il faut donc que les agents de transport exercent sur le fond un frottement d'une compétence suffisante pour affecter des particules de 2 mm de diamètre, au minimum (car rien ne prouve que les graviers sous-jacents soient immobiles ; le fait que des galets de poudingue quaternaire soient rencontrés dans le delta sous-marin au Sud-Est de l'Ile aux Moutons montre même qu'il leur arrive de cheminer jusque là). L'agent de transport responsable peut être le courant de marée, ou la houle ; les courants de marée sont ici vigoureux, et le flot me paraît y être plus vigoureux que le jusant. Mais il est cependant difficile d'expliquer les disparités constatées par le seul effet de ces courants, parce que les prélèvements de 1964 et de 1965 ont été opérés dans des conditions de marée assez comparables, et parce que le tapis sédimentaire est assez peu différent depuis les fonds de 40 m où les courants de marée sont encore diffus, donc peu rapides, jusqu'à la passe où ils se concentrent et s'accélèrent. Il est donc plus plausible que les houles longues (l'entonnoir est largement ouvert vers les houles dominantes d'Ouest-Sud-Ouest) soient l'agent essentiel des transports sédimentaires. Nous y reviendrons p. 101.

Le passage de sédiments fins en cours de migration est assez souvent observé indirectement, soit lors de dragages où un sédiment propre est surmonté, dans la drague, d'une "eau sale" qui s'écoule rapidement une fois la drague à bord, mais qui est notée sur le cahier de dragages, soit par la présence, sur un fond grossier et sans trace de vase, d'animaux détritivores : comme Spisula ovalis (Sowerby), sur les graviers de la passe de l'Ile aux Moutons, passe qui apparaît donc comme un itinéraire fréquenté par les sédiments fins en suspension dans l'eau (et, cette fois-ci, transportés essentiellement par les courants de marée). La présence d'eau chargée de pélites, circulant au-dessus d'un fond sablo-graveleux qui reste propre, a été confirmée par des prélèvements d'eau au ras du fond, opérés par Michel Glémarec en divers points (1).

Il est peu probable que les cheminements de sédiment se fassent directement (par exemple d'une vasière à l'autre) ; il est plus vraisemblable qu'existent des dépôts temporaires, en cours de route. C'est ainsi que les plongées sur des fonds rocheux, par temps calme, montrent presque toujours une fine pellicule de pélites, qui se dispersent à l'arrivée des plongeurs. Ces relais sont parfois assez durables pour que la couche de vase commence à se compacter, et il m'est arrivé cinq ou six fois, dans un dragage de sable, de découvrir les débris d'un lit de vase de quelques millimètres d'épaisseur, déchiré et replié lors du prélèvement, mais suffisamment consolidé pour avoir résisté au courant plus vif qui l'avait recouvert de sable. De même, sur le plateau continental, dans la région des nappes coquillières de l'Ouest et du Nord-Ouest, les sables coquilliers forment parfois, sur le substrat graveleux hérité du Pléistocène, des rubans discontinus et temporaires qui sont, en quelque sorte, des accumulations de transit (2).

1 - Glémarec (M.), 1969, pp. 69-70 ; voir aussi Glémarec (M.), 1968.

2 - Delanoë (Y.) et Pinot (J.-P.), 1974.

SECTION II
LES HERITAGES

Bien qu'il soit parfois difficile de faire la part des sédiments actuels, des sédiments mis en place au cours de la transgression flandrienne, et des sédiments datant des régressions quaternaires ou des périodes de haut niveau marin antérieures à la nôtre, on peut estimer aux deux tiers des surfaces celles occupées par des sédiments reliques ou des massifs rocheux. Une telle importance des héritages ne s'explique que par la médiocrité de la sédimentation actuelle, qui ne forme qu'un voile discontinu et instable.

§ 1. Netteté des affleurements rocheux.

Les affleurements rocheux forment l'armature générale de la région ; ils sont généralement en saillie, et dominent souvent des dépressions où se déposent aujourd'hui les sédiments. Mais ce n'est pas toujours le cas, car en plusieurs points les roches sont mises à nu au fond de dépressions, alors que les sédiments récents ou actuels occupent des positions dominantes : on a alors une disposition analogue à celle des "trous-cailloux" (1) où la persistance d'une excavation au milieu des sédiments actuels permet à une nappe d'éléments grossiers d'affleurer dans le fond de la fenêtre. C'est le cas du Pliocène du"Prunier", qui occupe l'axe d'une vallée dominée de part et d'autre par des accumulations sableuses. Dans de tels cas, le problème est de savoir pourquoi les sédiments actuels ne comblent pas la dépression.

Dans l'ensemble, cependant, sur la plateforme continentale, les affleurements rocheux sont en relief. Leur plan général est l'aboutissement de faits structuraux, et de la mise en valeur de la structure lors des phases récentes (ponto-plio-quaternaires) d'érosion. Quatre régions apparaissent :
1) Dans la région périlittorale, jusqu'à l'échine rocheuse prélittorale inclusivement, les reliefs sont essentiellement formés de roches du socle, granites et micaschistes le plus souvent, avec une diversification locale qui est tantôt le fait de l'érosion différentielle (mise en saillie des granites par rapport aux micaschistes, plus tendres), tantôt le fait de mouvements tectoniques récents (soulèvement en horst de l'échine rocheuse prélittorale, basculement de blocs comme le Cap Caval, broyage le long de failles ou de décrochements).
2) Au-delà de l'échine rocheuse prélittorale, les couches dures de l'Eocène forment des bastions, souvent discontinus, parfois formant des barrières, mais le plus souvent organisés en cuestas dont le dégagement a été le fait de l'érosion oligocène ou plio-quaternaire (cf. plus loin, 3ème partie, chap. V). On rencontre ainsi une cinquantaine de petits massifs rocheux épars ou groupés, jusqu'à une droite orientée Nord-Ouest - Sud-Est, passant par le point de coordonnées 4° W / 47° 30' N, ligne au large de laquelle il ne s'en rencontre plus.
3) De cette ligne jusqu'à l'accore, les points hauts du paysage sont formés par des affleurements rocheux de bien moindre commandement, taillés dans des roches de médiocre résistance, et qui, parce qu'ils saillent peu, sont fréquemment recouverts d'un nappage de sédiment meuble qui rend difficile l'obtention d'échantillons de roche. Localement, pourtant, des chicots rocheux, très peu étendus, mais parfois acérés, sont signalés par les patrons de chalutiers ("croches élevées", cf. fig. 29, p. 45).
4) Sur l'escarpement continental, les affleurements rocheux, mal connus, mais probablement moins rares qu'il ne paraît, sont constitués par des abrupts dégagés au flanc des canyons (et peut-être de certains ravins) dans les bancs les plus résistants des roches secondaires ou tertiaires.

Sur le plateau continental externe et sur l'escarpement, les affleurements sont médiocres, parce que souvent voilés de sédiments actuels ou reliques. Les bastions d'Eocène et les roches du socle de la région périlittorale sont au contraire remarquablement bien nettoyés. Les chaos de blocs granitiques, par exemple, sont, sur la majeure partie de leur hauteur, dégagés de toute arène, de tout débris caillouteux, et cette propreté contraste avec la situation des sommets de collines granitiques des terres émergées voisines, qui sont, le plus souvent, ensevelis presqu'entiérement sous leurs propres débris : cailloux issus de la cryoclase quaternaire ou actuelle, arènes formées par la désagrégation résultant de l'hydrolyse actuelle, terres arables constituées sur la partie inférieure des versants. La structure des collines sous-marines n'est pas différente de celle des collines terrestres, mais les altérites (la "pourriture tertiaire" comme la "caillouterie" quaternaire) ont été exportées, et ce qui ne serait à terre, pour l'essentiel, qu'un "crypto-relief" a été dégagé, en mer, encore plus vigoureusement que sur les "tors" de Cornouaille britannique. A été dégagé, et continue à l'être, car la propreté des reliefs ne suppose pas seulement que leurs débris propres ont été balayés, ce qui a pu se faire en milieu littoral au cours de la transgression, mais aussi que la sédimentation actuelle ne peut s'y maintenir,

1 - Vanney (J.-R.), 1969, p. 151.

qu'il s'agisse de la pluie de sédiments fins (vase et éléments planctoniques) ou des débris de mollusques vivant sur les roches. Il y a donc un balayage actuel des reliefs, là du moins où leur saillie est appréciable (dès 2 ou 3 mètres de commandement) et exportation des éventuels sédiments vers les régions périphériques, où ils forment ces ourlets de cailloux, arènes, sables coquilliers qui bordent la plupart des massifs rocheux et s'allongent, à leur abri, du côté "sous-la-houle" ou "sous-le-courant".

Si les reliefs rocheux sont dégagés de toute sédimentation actuelle, comme le sont aussi, quand elles font saillie, les accumulations reliques de sédiments grossiers, ce n'est donc pas qu'il y ait absence de sédimentation à l'heure actuelle, c'est que les sédiments qui s'y déposent ne peuvent pas s'y maintenir et sont rapidement entraînés vers des lieux moins exposés. Il n'y a pas "lacune de sédimentation", mais érosion immédiate, ou presqu'immédiate, du produit de la sédimentation.

§ 2. Rareté des dépressions fermées.

Les dépressions fermées sont rares dans la région étudiée. Certes, il est difficile, dans les conditions actuelles de la recherche en mer, de rapporter la preuve qu'une dépression est fermée, et je tente toujours d'interpréter d'abord chaque dépression comme un segment de vallée. Mais le fait est que lorsqu'on sonde tout autour d'un point où l'on a observé une profondeur anormalement forte, il est exceptionnel que l'on ne rencontre pas une issue à la dépression supposée fermée. Voir cependant pp. 178-179.

Rien ne s'oppose pourtant, en morphogénèse sous-marine, à l'existence de dépressions fermées. Leur absence dans le modelé subaérien des régions soumises au ruissellement tient à ce que l'écoulement de l'eau qui déborde d'une dépression fermée (alors appelée lac) incise peu-à-peu une gorge par où l'émissaire videra progressivement le lac en créant une vallée à pente continue. En mer, il n'y a, du moins dans le cadre de nos conceptions habituelles, aucun écoulement au ras du fond capable d'exercer une érosion, si ce n'est les courants de turbidité, que l'on restreint habituellement à l'excarpement continental et à la plaine abyssale, et les courants de retour que l'on restreint habituellement à l'estran et à l'avant-côte. Rien, donc, qui soit capable de transformer en vallée continue un semis de dépressions fermées. Bien au contraire, la pluie de sédiments fins et le colluvionnement sur les versants devraient pouvoir tronçonner les vallées existantes, et les transformer en chapelets de dépressions fermées. Il en existe en effet quelques-unes, peu encaissées d'ailleurs, dont le plan suggère qu'elles ont été formées ainsi. Par exemple, sur la fig. 34, p. 53, on trouvera par 47° 18' N et 3° 55' W une dépression en forme d'étoile, de 2 km de largeur environ, qui résulte apparemment du colmatage, par colluvionnement sur les versants, d'un segment étroit de la vallée, en aval d'une confluence où, du fait de sa largeur, le colmatage est bien moins poussé.

Dans les massifs calcaires, je n'ai pu prouver l'existence d'aucune dépression fermée ; je pense qu'il peut en exister de petites, mais les sondages ne sont pas assez serrés pour qu'on puisse affirmer que telle ou telle dépression n'a pas de débouché. Boillot, au contraire, signale dans la Manche (1) quelques dépressions fermées, mais sur des affleurements calcaires plus étendus et de moindre pendage que ceux d'ici.

Par contre, de fort belles dépressions fermées existent par surcreusement actuel dans des goulets où les courants sont particuliérement violents : ces ombilics de surcreusement sont nombreux aux débouchés des rias (Etel, Lorient, Bénodet, Loctudy, et autrefois le Guilvinec). Au large, je n'en connais pas, à moins qu'on ne puisse considérer comme tels (ce qui me paraît douteux) les deux petites dépressions fermées encadrées par la courbe de niveau de 19 m sur la fig. 17, p. 28, dans la vallée submergée de l'Aven et du Bélon, au droit de promontoires rocheux qui, peut-être, renforcent la vigueur du courant en le resserrant.

§ 3. Continuité des vallées.

Très généralement, donc, les pentes sont continues, depuis presque n'importe quel point du précontinent jusqu'à la plaine abyssale. Ces pentes continues s'organisent en vallées, et ces vallées en un réseau "fluvial" cohérent. Certes, ce réseau est peu évolué, en ce sens que les vallées sont fréquemment parallèles (et de plus en plus parallèles vers le large) et qu'il n'y a donc qu'un début de hiérarchisation. Celle-ci est cependant plus avancée dans la région périlittorale, où elle est presqu'aussi poussée que sur les terres émergées, et encore assez bonne dans la région des massifs d'Eocène. C'est sur le plateau continental proprement dit qu'elle devient franchement mauvaise et que les confluences se raréfient, parce que toutes les vallées suivent la pente régionale pour rejoindre l'accore au plus court ; il en est de même sur l'escarpement où les canyons (cf. p. 64) restent séparés les uns des autres jusqu'à leur débouché dans la plaine ; il est vrai que les ravins des interfluves, par contre, sont relativement hiérarchisés (cf. p. 63). En tout cas, si une régression se produisait, les rivières n'hésiteraient pas sur la route à suivre vers les nouveaux rivages, et rares seraient les lacs.

1 - Boillot (G.), 1964, p. 26.

Qu'il s'agisse bien de vallées fluviales, façonnées lors des régressions ponto-plio-quaternaires, est prouvé par le fait qu'elles sont jalonnées de terrasses alluviales, faites tantôt de galets et graviers (cf. fig. 11, p. 21, pour la rivière d'Etel), tantôt de graviers et de sables grossiers (cf. fig. 30, p. 47, pour la vallée submergée de l'Odet dans les fonds de 100 à 135 m). A plusieurs niveaux, ces vallées aboutissent à des accumulations d'embouchure, notamment des pouliers dont les plus spectaculaires (cf. fig. 44, p. 65), situés sur l'accore, comportent beaucoup de galets du socle qui ne peuvent avoir été apportés là que par des fleuves. Ces accumulations anciennes, souvent mieux conservées que leurs équivalents restés émergés, couvrent de plus vastes surfaces que les affleurements rocheux. Souvent mises en relief, soit lors de leur formation (pouliers), soit lors de phases érosives ultérieures (terrasses), elles constituent les points hauts du paysage, peu contrasté, du plateau continental. Dans la région des reliefs d'Eocène, elles s'appuient souvent sur eux, ou, d'autres fois, constituent des reliefs mineurs, aux formes plus molles, qui saillent modérément au milieu de la vasière.

Les vallées submergées forment des abris dans lesquels les sédiments fins se maintiennent mieux. C'est le cas dans la dépression prélittorale (cf. fig. 12, p. 22, les vases de l'ancienne vallée du Blavet ; et fig. 11, p. 21, la vasière d'Etel), mais aussi, et de façon plus spectaculaire, sur le plateau continental (cf. fig. 33, p. 50, la disposition en langues des vases canalisées dans chacune des vallées). De même, pour les sables en cours de transit sur le fond, les vallées forment souvent les limites des divers types d'épandage : les dunes hydrauliques proches de l'accore ne dépassent guère la grande vallée qui aboutit au canyon d'Audierne, les nappes de sable du plateau externe ne franchissent pas la vallée submergée de l'Odet. Quant aux rubans de sable, ils manquent systématiquement dans le fond des vallées qui traversent leur aire, alors que leur présence est constante sur les interfluves : la continuité des vallées est sauvegardée malgré la mobilité des sables.

La continuité topographique des anciennes vallées fluviales est le caractère le plus surprenant de la morphologie actuelle : ce n'est que dans les coureaux de Belle-Ile (où les grands bancs de sable ont été construits par-dessus), dans la baie de Bénodet (où le semis de roches a permis la formation d'une nappe de sables coquilliers autochtones) et sous la partie axiale de la vasière du large que la carte bathymétrique ne suffit pas à permettre l'identification des vallées, et que l'on doit recourir à la réflexion sismique.

Or, cette continuité topographique pose souvent des problèmes : les sables coquilliers du large, qui migrent vers l'Est en traversant les vallées, devraient les avoir comblées. Or, si la réflexion sismique montre que la basse vallée de l'Odet a été envahie, sur son flanc Ouest, par les nappes de sable, celles-ci n'en occupent que le tiers et la continuité de la partie restante est assurée ; de même, bien qu'il existe des dunes des deux côtés de la grande vallée tributaire du canyon d'Audierne, il n'y en a aucune dans la vallée même, comme si sa continuité avait été restaurée après le passage épisodique de sables coquilliers.

J'en arrive donc à penser que les vallées fluviales submergées n'ont pas perdu toute fonction, et qu'elles servent d'itinéraires à certains mouvements actuels, suffisamment concentrés et vigoureux pour assurer leur balayage et leur continuité. Les vallées canaliseraient ainsi les déplacements de sédiments, en partie pour les sables coquilliers du large, qu'elles détourneraient vers les têtes de canyons, et de façon plus générale pour les vases (et alors les "langues de vase" qui prolongent vers le Sud la vasière du large - cf. fig. 33, p. 50 - ne refléteraient pas seulement la situation topographique, mais aussi la dynamique de la mise en place). Je reviendrai là-dessus dans le prochain chapitre, pour chercher les agents responsables d'une telle dynamique.

§ 4. Bi-concavité du profil.

La surface qui enveloppe tous les points hauts du paysage présente, en contre-bas de l'isobathe de 105 m environ, une convexité générale, c'est-à-dire que la pente s'accentue vers le large, sans que l'accore soit nettement marquée. Au contraire, la surface qui passe par les fonds de vallées présente deux concavités successives, l'une sur la plateforme continentale, l'autre sur l'escarpement continental, les deux concavités étant raccordées par une convexité strictement localisée, sur l'accore. Celle-ci marque donc la frontière entre deux systèmes morphogénétiques différents, mais liés. Dans chacun des deux systèmes, l'érosion domine, ou, plus précisément, a dominé au cours de la période pendant laquelle s'est dessinée la disposition générale du paysage actuel. A l'heure actuelle, la sédimentation s'exerce partout, mais ses produits ne se maintiennent que dans des aires limitées, et il semble donc qu'on ne soit pas sorti encore de la phase post-pontienne d'érosion généralisée (cf. p. 76), depuis le début de laquelle la majeure partie des dépôts connus sont des roches meubles peu épaisses, qui peuvent être considérées comme étant en transit vers la plaine abyssale.

La double concavité qui affecte d'une part la plateforme continentale, d'autre part l'escarpement continental, montre que les deux régions ont été façonnées par deux systèmes morphogénétiques différents. Si l'escarpement n'a été modelé que par une morphogénèse sous-marine, la plateforme continentale, partout sillonnée de vallées fluviatiles, a été modelée par l'alternance des morphogénèses sous-marine, littorale et subaérienne.

SECTION III
L'EROSION ACTUELLE

La concavité générale du profil de la plateforme continentale, et l'abondance des fonds-reliques (reliefs rocheux ou amas sédimentaires anciens) montrent la vigueur de l'érosion qui restreint la part de la sédimentation. La faiblesse des pentes sur les accumulations sédimentaires, tant reliques que vives, montre aussi que des agents morphogénétiques efficaces interdisent le maintien de pentes fortes, et régularisent les versants. Un transit actuel des sédiments sur le fond est démontré par les variations saisonnières ou occasionnelles de la nature du fond. Le bon entretien des anciennes vallées fluviales de la plateforme continentale, ainsi que des canyons de l'escarpement, montre que ce transit s'effectue en grande partie par des itinéraires canalisés par l'existence de ces thalwegs.

Une autre partie du transit s'effectue par la remise en suspension des dépôts fins, pour toute la fraction pélitique, et la partie la plus fine des "sablons". En outre, les sables les plus mobiles, c'est-à-dire les sables coquilliers dont la forme facilite la mise en mouvement par des courants modestes, se déplacent, dans les régions où les vallées sont peu marquées, sous la forme de nappes sédimentaires qui progressent vers l'Est-Sud-Est selon la direction des houles les plus longues.

Cette érosion affecte essentiellement les dépôts meubles, plio-quaternaires ou actuels. Elle se manifeste aussi, avec moins de vigueur, mais d'une façon irréversible, aux dépens des roches. Sur les roches du socle, les diaclases sont progressivement exploitées, des fragments sont arrachés, puis transportés à la périphérie du massif ; il n'est pas certain que l'arénisation, si vive pendant les périodes d'émersion, se poursuive actuellement (du moins voit-on mal par quel processus elle se poursuivrait), mais l'exploitation des désagrégations pléistocènes se continue de nos jours. Sur les roches sédimentaires tertiaires, souvent calcaires, le taraudage est extrêmement actif, et la roche, réduite d'abord à l'état d'une dentelle de pierre, finit par s'émietter et ses débris suivent le sort des éléments graveleux.

Ainsi, la plateforme continentale dans son ensemble, et une partie de l'escarpement, apparaissent aujourd'hui comme étant soumis, en beaucoup d'endroits, plutôt à l'érosion qu'à la sédimentation ; les médiocres dépôts actuels ou récents ne semblent souvent que des stationnements provisoires au cours d'un transit vers la plaine abyssale ; autrement dit, l'époque actuelle pourra apparaître à quelque géologue futur comme celle d'une "lacune de sédimentation" sur la plateforme continentale sud-armoricaine occidentale.

J'ai déjà dit que cette lacune n'est qu'apparente, car la sédimentation s'exerce partout, mais ne se maintient que dans les aires protégées. On peut s'attendre à ce que dans les coupes que léveront, dans quelques millénaires, nos successeurs au cours de la prochaine régression, ils rencontrent, çà et là, des "poches", des "remplissages de fissures", des "lentilles" de nos sédiments actuels ; mais ce n'est qu'en peu d'endroits que des dépôts substantiels témoigneront de l'extension de la mer à notre époque.

On peut comprendre par là pourquoi, sur les terres émergées voisines, les dépôts marins qui témoigneraient d'anciens niveaux de la mer supérieurs à l'actuel sont si rares et si discontinus : on attribue souvent leur rareté à l'action érosive des climats périglaciaires qui auraient balayé toutes leurs traces. Mais l'étude des régions actuellement submergées montre que dès l'époque de leur dépôt ils ont dû être rares, peu épais, discontinus, et l'érosion ultérieure n'a sans doute pas eu grand'chose à déblayer.

On peut aussi envisager que les interprétations géologiques des "lacunes de sédimentation", pour des périodes plus reculées, du Tertiaire ou du Secondaire par exemple, soient parfois trop affirmatives : toute lacune n'est pas le témoignage d'une émersion, car de simples conditions d'exposition à de fortes houles, ou à de forts courants (ces derniers sont plus volontiers admis par les géologues que les premières, lorsqu'ils interprètent telle série ancienne) peuvent tout aussi efficacement interdire la sédimentation, ou plus exactement en effacer immédiatement les traces, qu'une émersion totale ; la seule différence résidera dans le fait que, sur une plateforme continentale exposée, quelques infimes lambeaux de sédiments seront conservés dans des sites privilégiés. Il faut donc attirer l'attention des géologues sur le fait que ces lambeaux, souvent négligés dans l'interprétation parce que de si faible étendue qu'ils apparaissent comme peu caractéristiques, constituent souvent l'indice unique, mais valable, d'une longue période de submersion.

Carte géomorphologique
du précontinent sud-armoricain, de l'Iroise à Rochebonne

Cette carte a été réalisée en projection de Mercator, à l'échelle moyenne du 1/1 000 000. Le Nord est placé en haut et à gauche afin que les côtés longs du cadre soient parallèles aux deux principaux traits du paysage : la côte et l'accore des grands fonds. Ainsi est plus discernable la zonation des caractères morphologiques en bandes parallèles plus ou moins liées à la profondeur.

Les éléments utilisés ont été tirés des thèses suivantes, préparées sous la direction du Professeur André Guilcher, de l'Université de Brest :

HINSCHBERGER (Félix), 1970, L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein, étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines, (Thèse d'état, Lettres, Paris, 1969), Caen, Univ. de Caen, 310 pp.

VANNEY (Jean-René), 1969, Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne, recherches géomorphologiques, (Thèse d'état, Lettres, Paris, 1969), Paris, Lab. Géomorphologie E.P.H.E., Mém. 16, 366 pp.

SAINT-REQUIER - HINSCHBERGER (Anne), 1970, La baie d'Audierne, étude de morphologie et de sédimentologie sous-marine, (Thèse de 3ème cycle, Lettres, Paris, 1970), polycopié, 223 pp.

PINOT (Jean-Pierre), 1974, Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental, étude géomorphologique, (Thèse d'état, Lettres, Brest, 1974), Lannion, Impram, 256 pp.

Les symboles utilisés, et les couleurs choisies, sont autant que possible ceux préconisés par l'équipe de "Recherches Coopératives sur Programme" n° 77, du Centre National de la Recherche Scientifique, qui coordonne la cartographie géomorphologique de l'école française. Dans quelques cas, des signes nouveaux ont dû être créés pour des phénomènes sous-marins que cette équipe n'a pas eu jusqu'alors à figurer.

La planche du NOIR a été affectée aux ELEMENTS DE LOCALISATION et à la bathymétrie. Ont été figurés : les méridiens et parallèles, de demi-degré en demi-degré ; la côte ; les principaux fleuves ; les isobathes de 50, 100, 150 et 200 m, ainsi que celles de 1000, 2000, 3000 et 4000 m. Pour éviter la surcharge, aucun nom de lieu n'a été porté sur la carte.

La planche du ROUGE a été affectée aux données concernant le SOCLE HERCYNIEN et les mouvements tectoniques qui l'ont affecté antérieurement au Tertiaire, ainsi que les reliefs façonnés dans les roches du socle sous l'influence essentielle des données structurales d'âge hercynien. La nature des roches a été ramenée à deux catégories simples : roches granitiques et roches métamorphiques, ces dernières moins résistantes. Les cassures hercyniennes majeures ont été tracées, mais on a distingué les segments le long desquels ces fractures ont une expression topographique (elles y sont figurées par un trait continu) de ceux où elles ne sont connues que par l'étude géologique ou géophysique, voire même interpolées (là, elles ne sont tracées qu'en tireté). Lorsque ces cassures ont mis en contact, à l'affleurement, des roches de dureté différente et qu'un escarpement d'érosion différentielle en est né, celui-ci a aussi été figuré en rouge. Par contre, lorsque les deux lèvres de la faille sont faites de roches de dureté voisine, et qu'un escarpement suit cependant la faille, il a été considéré comme dû à un rejeu récent (tertiaire ou quaternaire), ce qui a été exprimé par des pavés de couleur brune le long de la faille figurée en rouge. Enfin, les chicots rocheux des plateformes à écueils, qui représentent des portions structuralement plus résistantes des roches du socle, moins atteintes par l'érosion pour cette raison structurale, ont aussi été figurés en rouge.

La planche du BRUN a été affectée aux données concernant la COUVERTURE TERTIAIRE. Celle-ci, qui n'existe à terre que sous forme de petits placages peu étendus, entoure le massif hercynien dont seules les marges sont sous l'eau. A quelques centaines de mètres du rivage parfois, à une vingtaine de km au maximum, on rencontre les premières roches sédimentaires, le plus souvent des calcaires d'âge éocène. Parfois, un mince placage de sédiments meubles (vase ou sable) de quelques dizaines de centimètres voile ces roches. Leur présence est indiquée par des trames brunes, diversifiées selon la nature de la roche, avec pour les calcaires un figuré plus léger lorsqu'ils sont voilés par des sédiments meubles. Il n'y a pas de figuré allégé pour les grès et poudingues, généralement en saillie. Il existe localement des lambeaux d'une surface tertiaire indurée, figurée par une trame rappelant celle des grès. Les failles tertiaires ou quaternaires sont représentées par un trait continu brun, et les reliefs de faille paraissant directement issus du jeu de ces cassures portent des pavés bruns le long du trait continu. Des ondulations assez marquées affectent aussi les sédiments tertiaires, et on a tracé les axes anticlinaux correspondants par une série de croix brunes. Enfin, plus au large, les dépôts tertiaires consolidés sont presque partout voilés par plusieurs mètres de dépôts meubles, et seules affleurent des têtes de roche peu étendues, connues par les avaries qu'elles causent aux chaluts. Elles ont été figurées par des triangles bruns, localisés en fonction des "croches élevées" signalées par les pêcheurs.

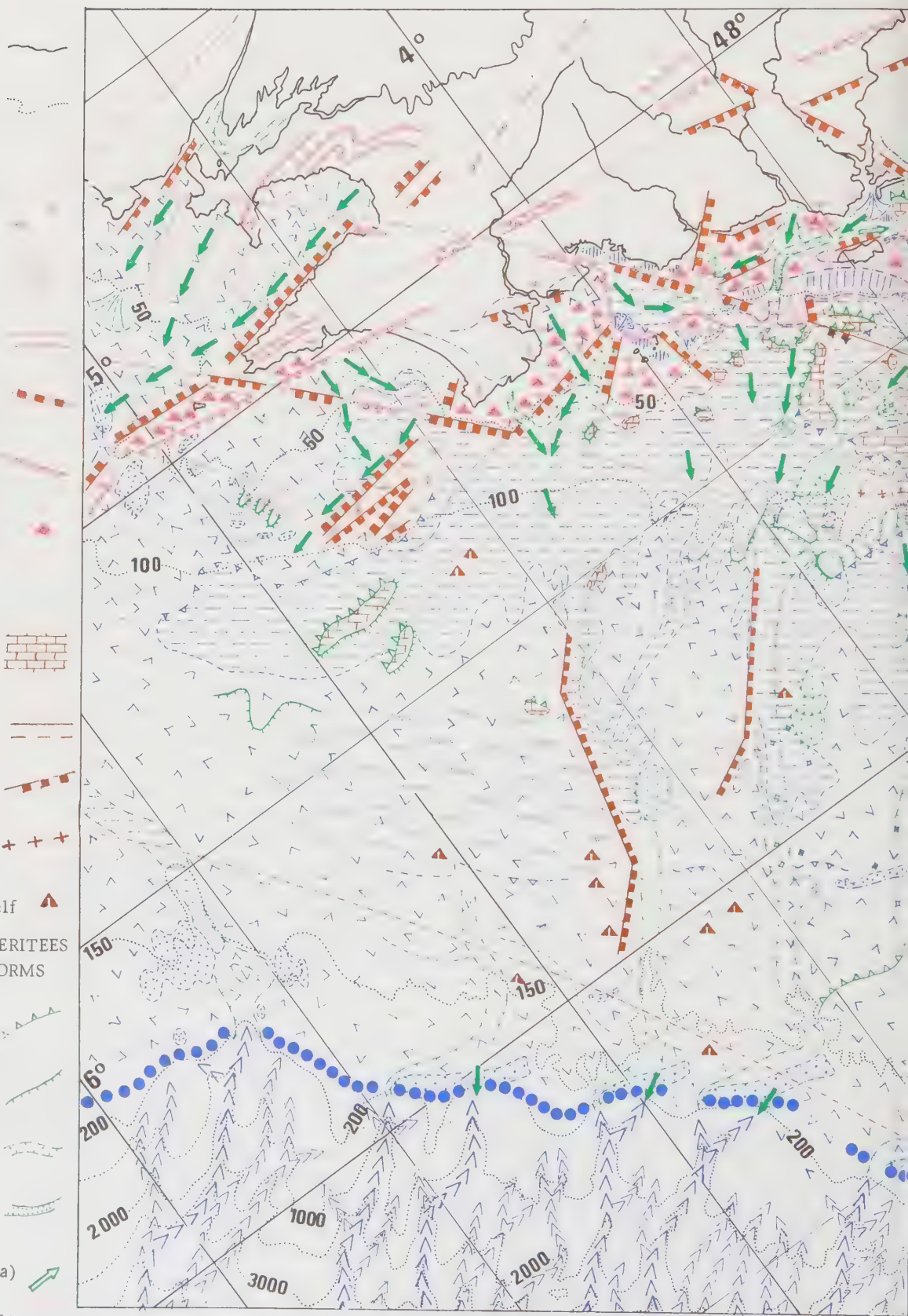
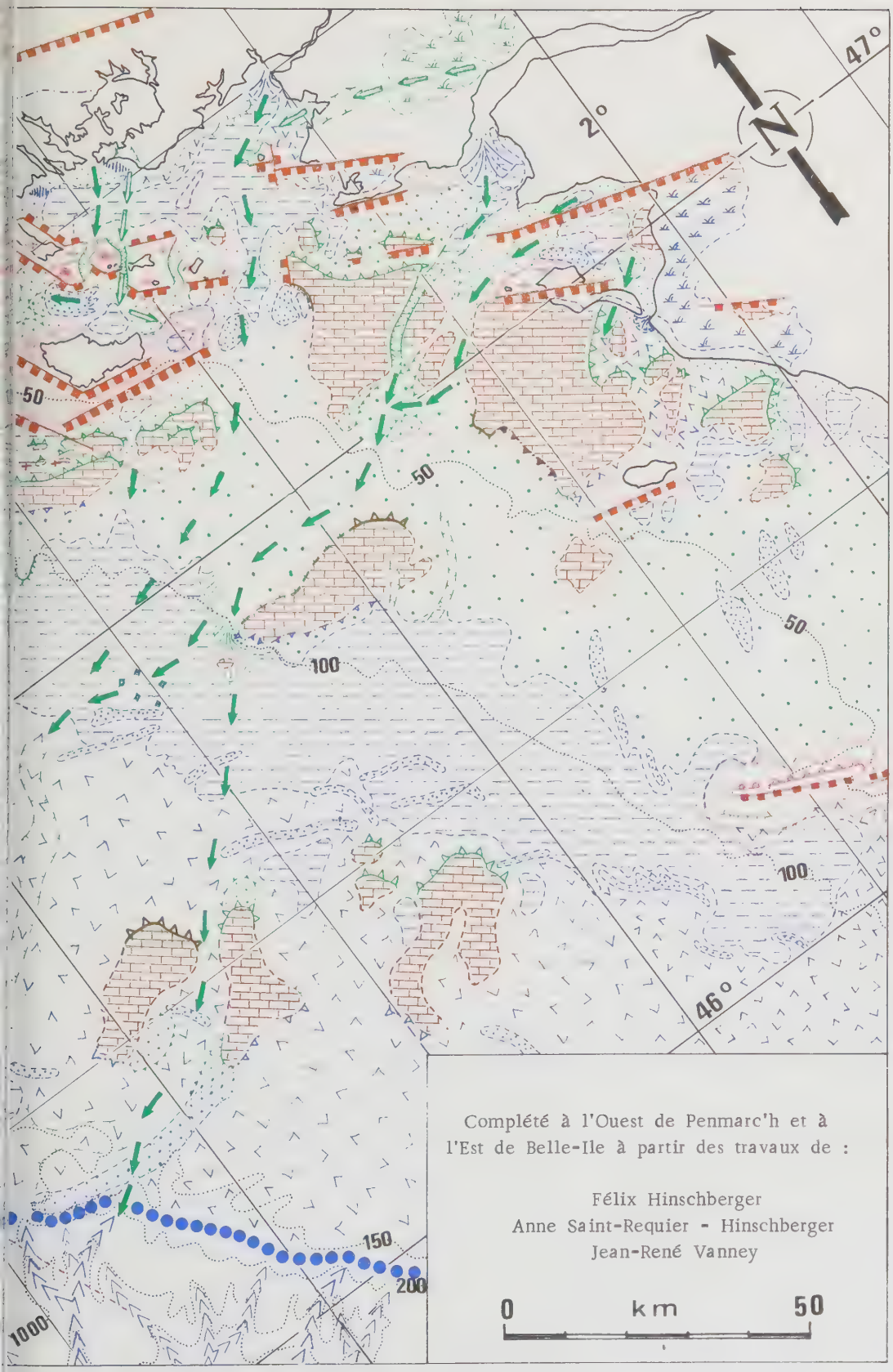


Fig. 49 - Carte géomorphologique du précontinent sud-armoricain, de l'Iroise à Rochebonne, 1 / 1 000 000.



Sables roux
Reddish sands

Sables terrigènes
Terrigenous sands

Marais littoral
Coastal marsh

MORPHOGENESE MARINE
MARINE MORPHOGENESIS

A. FORMES HERITEES
INHERITED FORMS

Littoral ancien
Old shoreline

Idem, à falaise
Do, with cliff

Flèche littorale ancienne
Old coastal spit

Dune littorale ancienne
Old coastal dune

Delta profluvial
Profluvial fan

Blocs démesurés des interfluves
Outsized blocks on interfluves

B. FORMES ACTIVES DE
LA PLATEFORME
ACTIVE FORMS ON SHELF

Algues calcaires (maerl)
Calcareous algae

Vasière
Mud-field

Sables biogènes
Biogenic sands

Aire à rubans de sable
Sand ribbons

Dunes hydrauliques
Hydraulic dunes

Delta de courant
Tidal fan

Versant régulier
Regulated slope

C. FORMES ACTIVES DE
L'ESCARPEMENT
ACTIVES FORMS ON SCARP

Accore
Shelf-break

Canyon

Ravin
Gully

Fig. 49 - Geomorphological map of the south-armorican continental margin, from Iroise Sea to Rochebonne Rocks, 1/1 000 000.

La planche du VERT a été affectée à l'ensemble des traits du relief dus essentiellement à l'action des AGENTS MORPHOGENETIQUES SUBAERIENS. La plateforme continentale a été souvent émergée au cours du Plio-Quaternaire ; le ruissellement, le vent, le gel, y ont alors exercé leurs actions. Bien que sur les cartes géomorphologiques terrestres le vert soit réservé au ruissellement, on a ici regroupé sous cette couleur tous les agents subaériens. Les vallées submergées sont discernables sur les cartes bathymétriques; leur colmatage depuis la submersion ayant été faible, elles ont gardé leur continuité. Elles sont représentées par deux tiretés barbulés se faisant face, chacun sur l'un des versants. Les vallées fossiles ont été entièrement colmatées et ne sont connues que par les prospections sismiques. Deux réseaux fluviaux successifs sont superposés ici, dont l'un entièrement fossile, datant du milieu du Tertiaire, s'écoulait vers le Sud-Est ; l'autre, actif jusqu'à la dernière transgression, coulait vers le Sud-Ouest. Entre ces deux périodes, un basculement général semble avoir affecté la région. La coexistence des deux réseaux explique que les vallées fossiles soient figurées par deux types de flèches vertes, parfois de sens opposé. Les gorges fluviatiles, taillées dans la traversée des roches dures, ont été représentées par un signe spécial. Les deltas anciens, le long des rivages cénozoïques, par exemple vers 90 ou 100 m, ont été considérés comme des formes fluviales et indiqués en vert ; la côte actuelle ne comporte cependant pas de deltas fluviatiles, mais seulement des deltas sous-marins façonnés par les courants de marée ; il peut en avoir été de même autrefois, mais le choix du vert exprime seulement le fait que les fleuves ont joué un rôle jadis dans des régions où ils n'en ont plus. Les terrasses fluviatiles qui jalonnent les vallées ont été figurées par une trame exprimant la nature de leurs sédiments, bordée de petits traits barbulés. Cette trame est en vert, mais les accumulations fluvio-marines le long de l'accore ont été figurées comme marines (en bleu) malgré leur origine mixte. Les marais littoraux actuels ont été figurés avec les symboles habituels, en vert pour les marais d'eau douce (Brière), en bleu pour ceux construits surtout par la mer (marais breton). Les épandages sédimentaires mis en place par les fleuves au Plio-Quaternaire ont été aussi figurés en vert : c'est le cas des "sables roux" assez grossiers étalés entre l'embouchure de la Loire et l'accore, et pour les sables fins terrigènes récents à l'embouchure des fleuves mineurs, soit devant le rivage actuel, soit devant les rivages anciens. Les blocs démesurés (de l'ordre du mètre cube) qui tapissent les fonds de vallées ont été considérés comme apportés par des radeaux de glace fluviale et figurés en vert, à la différence de ceux épars sur les interfluves, considérés comme apportés par des glaces de mer et figurés en bleu ; la distinction est arbitraire, mais la coexistence des deux couleurs pour le même signe permet de souligner les incertitudes qui pèsent encore sur l'origine de ces blocs. Enfin, certains escarpements ont été figurés en vert en considérant que leur dégagement était essentiellement dû aux agents subaériens plutôt qu'à la mer ; c'est le cas des cuestas dégagées dans les roches tertiaires, et d'un certain nombre d'escarpements dont la nature est incertaine, et qui ont été indiqués comme "indifférenciés".

La planche du BLEU a été affectée aux effets de l'ACTION DE LA MER. Le littoral actuel n'a généralement pas été traité, pour alléger la carte. Les formes figurées en bleu relèvent donc de 3 catégories :
- les formes héritées sont surtout d'anciens littoraux, simplement tracés quand les formes qui les signalent sont étroites, ou différenciés en littoraux à falaise et littoraux d'accumulation (cordons ou dunes).
- les formes marines de la plateforme continentale ont été qualifiées d'actives dans la légende. Certains auteurs les considèrent comme partiellement héritées de périodes où le niveau de la mer était plus bas et l'action sur le fond plus forte. L'âge de ces formes est cependant sans influence sur leur représentation cartographique. Les algues calcaires sont les lithothamniées (maerl) qui vivent, par exemple, entre les îles de Glénan et Concarneau et y forment des terrasses dans les eaux propres, agitées et ensoleillées. La vasière a été délimitée par un tireté bleu, sauf là où elle butte contre des formes préexistantes ; une trame légère permet de l'identifier plus aisément. Les sables coquilliers du large (surtout à l'Ouest) et des abords de roches sont représentés par un figuré léger ; leur limite orientale est arbitraire parce qu'ils passent progressivement aux sables siliceux. Ils sont remaniés en dunes hydrauliques ou en champs de ridins ou de rubans ; ces derniers sont des traînées discontinues, en légère saillie, mises en place par les houles ou les courants. Les courants (de marée surtout) sont aussi responsables de la formation, à la sortie des rias ou au débouché de goulets, de "deltas de courant". Enfin, sur des roches du socle peu résistantes, comme les micaschistes entourant Groix, le va-et-vient des débris sur le fond a créé face au large des "versants réguliers" à pente décroissante taillés dans la roche et à peine voilés de sédiments d'où saillent quelques chicots rocheux. Bien que ces "versants réguliers" sous-marins aient une pente infiniment plus faible que celle des "versants réglés" connus à terre, on a utilisé pour eux le signe employé pour les cartes morphologiques terrestres, mais en bleu.
- les formes de l'escarpement continental ont été réduites à trois : le rebord du plateau continental (ou "accore des grands fonds") a été souligné par une ligne de gros points. Les incisions du versant ont été réparties en deux catégories, les canyons, qui partent de l'accore et sont fortement encaissés, et les ravins, moins encaissés, qui prennent naissance à flanc de coteau.

Chapitre II

Les moyens d'action de la mer

Résumé. L'action de la mer consiste surtout en déplacement de particules meubles par les mouvements de l'eau au ras du fond. Les agents de transport sont les courants et les houles, dont l'efficacité est renforcée par leur coopération. Les courants de marée, moins puissants qu'en Manche, peuvent cependant atteindre 1 m/sec à proximité du fond, et sont donc capables, en écoulement turbulent, de mettre en route les pélites, sables et graviers. Les houles à longues périodes, de secteur Ouest, provoquent sur le fond des déplacements alternatifs d'eau qui accroissent la compétence des courants de marée pendant les instants où ils sont de même direction. Le transport par les courants de particules fines mises en suspension par la combinaison des deux mouvements est probablement très actif. Enfin, l'afflux d'eau à la côte provoqué par les tempêtes déclenche épisodiquement des courants de retour au ras du fond, qui semblent canalisés par les vallées submergées et y exercent des effets de chasse d'eau.

La répartition des sédiments meubles actuels ne peut être comprise que si l'on connaît la façon dont ils ont été apportés, puis abandonnés, par les agents de transport. Il faut donc tenter de comprendre quels sont les modes de transport possibles, et de quelle façon les mouvements de l'eau se transmettent aux sédiments. Seule une bonne compréhension de ces mouvements peut permettre de déterminer les aires dans lesquelles ils sont efficaces comme moyens de transport, et celles dans lesquelles ils perdent tout ou partie de leur efficacité, et abandonnent donc leur charge. Malheureusement, le manque presque total de mesures des mouvements de l'eau près du fond rend très hypothétique la reconstitution que l'on peut faire des processus qui ont conduit à la disposition des dépôts telle que nous la connaissons. A l'inverse de ce qui serait logique, c'est-à-dire décrire objectivement les mouvements de la mer et calculer leur efficacité comme moyens de transport, on est donc contraint de se borner à reconstituer un modèle de ce que sont vraisemblablement les agents efficaces de transport, d'après la répartition des dépôts considérés comme en équilibre avec eux. Il y a là une cascade de postulats, de suppositions qui se commandent les unes les autres, et la construction que j'en tire est fragile, quoique, je l'espère, cohérente : elle peut servir d'hypothèse de travail, et certains effets qu'elle implique peuvent servir de critères de vérification de sa validité. Aussi chaque section de ce chapitre aboutit-elle à un programme de travail qui indique les opérations à faire en mer pour vérifier chaque point.

SECTION I
LES COURANTS

Comparée à la Manche, la région sud-armoricaine n'est parcourue que par des courants modestes : les courants généraux sont lents, et se distinguent mal de la résultante des dissymétries entre les deux directions des courants de marée. Ces derniers ne sont pas trop mal connus en surface, du moins à proximité de la côte. Au large, ils sont plus difficiles à mesurer correctement, mais gardent des vitesses non négligeables. Par contre, leur évolution en profondeur semble n'avoir été complétement mesurée nulle part. Au total, la connaissance que nous en avons permet de juger de l'ordre de grandeur des vitesses au fond, mais non point d'avancer des chiffres précis, ni d'indiquer les directions précises vers lesquelles portent les courants au fond.

A. La marée.

L'onde de marée pénètre dans le golfe de Gascogne par le Sud-Ouest et, pivotant au large du Cap Finisterre, s'étale en éventail dans le golfe, atteignant presque simultanément les divers poïnts de la côte, entre l'île de Sein et le pays basque. Il en résulte que l'onde aborde l'accore presque perpendiculairement (au point 415, par exemple, cf. fig. 50, p. 93) et se propage en remontant approximativement la plus grande pente du plateau continental. Au cours de sa propagation l'onde, près du littoral, est déviée vers sa droite, ce qui conduit à un courant de marée portant à l'Est-Sud-Est à pleine mer.

Sur le littoral breton méridional, l'établissement est partout voisin de 3 h 20 ; le marnage est compris entre 5,5 et 6 m, pour les vives eaux exceptionnelles de coefficient 120 ; il n'est que de l'ordre de 4,4 à 4,8 m lors des vives eaux ordinaires de coefficient 95, qui sont celles pour lesquelles les vitesses des courants de marée sont indiquées fig. 50, p. 93. Le marnage au large est très mal connu : les plus récents levés bathymétriques du S.H.O.M. ont été corrigés de la marée en admettant que par fonds de 100 à 150 m la marée n'est plus que des deux tiers de sa valeur à la côte ; plusieurs indices me porteraient à penser qu'elle est encore moindre.

Il est encore plus difficile de savoir ce qu'a pu être la marée aux époques où le niveau de la mer était plus bas qu'aujourd'hui, au cours des régressions plio-quaternaires ; ce serait pourtant indispensable pour apprécier la signification exacte des restes de littoraux connus sur le plateau continental et à l'accore. Mais dans la mesure où le marnage est fortement accentué sur les profondeurs médiocres d'un plateau continental largement développé, on peut penser qu'il était plus important qu'aujourd'hui lors des régressions moyennes (où le niveau de la mer était entre 50 et 110 m sous l'actuel et où le plateau était encore très large) et qu'au contraire il était très faible lors des régressions les plus importantes, au cours desquelles le rivage était tout proche de l'accore.

B. Les courants de marée (1).

La mesure de courants de marée, au large, la plus proche de la région étudiée se situe par 47° 24' N et 6° 5' W Gr., au point 415 (cf. fig. 50, p. 93) ; je pense qu'elle est pourtant assez représentative de la situation sur le plateau continental externe. Le courant de flot est perpendiculaire à l'accore, et porte au Nord-Est. En abordant l'échine rocheuse prélittorale, il se divise en de multiples branches dont les directions sont infléchies par la topographie, parfois au point de devenir presque parallèles au rivage (dans l'anse du Pouldu, par exemple, cf. fig. 50, point 489).

Les courants sont presque partout plus ou moins rotatifs, et il est exceptionnel qu'une étale de courant se produise (sauf au point 493). Le jusant n'est donc à peu près jamais en sens inverse du flot ; par ailleurs, il est presque toujours plus vigoureux que lui. Aussi la résultante des courants de marée, c'est-à-dire le bilan des déplacements, au cours d'un cycle de marée, d'une particule soumise à ces courants, est-elle généralement dirigée vers l'Ouest ou le Sud (sauf entre les Glénan et le Pouldu).

1 - La plupart des indications qui suivent, et les données qui ont permis de dresser le fig. 50, p. 93, sont tirées de : Service Hydrographique de la Marine, 1968, Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique, Paris, Impr. Nat., XVI-288 pp.

Les vitesses maximales sont, elles aussi, presque toujours obtenues pendant le jusant, ce qui signifie que le courant dont la compétence est maximale porte habituellement vers l'Ouest ou le Sud. Mais, dans le détail, les courants sont d'une extrême complexité, et la fig. 50 (ci-dessous), qui rassemble toutes les données disponibles en séries complètes pour chaque point, hormis celles des ports et des embouchures, montre la diversité des situations locales. Il est probable que les points intermédiaires ont des dispositions originales, qui ne peuvent pas être déduites par interpolation de celles des points mesurés les plus proches : une interpolation opérée entre les données du point D et celles du point 489 n'aurait certainement pas permis d'obtenir un diagramme comme celui du point 493, situé pourtant à seulement 10 ou 12 km de chacun des deux autres. On ne peut donc utiliser les données du S.H.O.M. que pour les régions où elles ont été mesurées, et, ailleurs, se borner à déplorer l'absence de mesures.

Au large, le jusant est mal connu ; il semble porter en général vers le Sud-Ouest, par temps calme, si j'en juge par les corrections de dérive qu'il est nécessaire d'apporter à l'estime des routes suivies au large pour la tenir en accord avec la série des positionnements Decca. Il est hors de doute que nos connaissances, déjà insuffisantes à la côte, sont proprement insignifiantes au large, en matière de courants de marée. Mais tout porte à croire que, comme au point 415, le jusant est plus durable et plus compétent que le flot, et on notera que sa direction supposée ne forme avec celle des principales vallées qu'un angle faible.

Les vitesses, là où elles sont connues, ne le sont que pour les couches superficielles de l'eau. Pour les vitesses en profondeur, le S.H.O.M. se réfère à des travaux britanniques, dont il résulte que par faibles ou moyennes profondeurs la vitesse du courant est presqu'aussi grande à proximité du fond qu'en surface, et que dans les fonds de 100 m elle doit être encore, à 5 m du fond, de l'ordre des

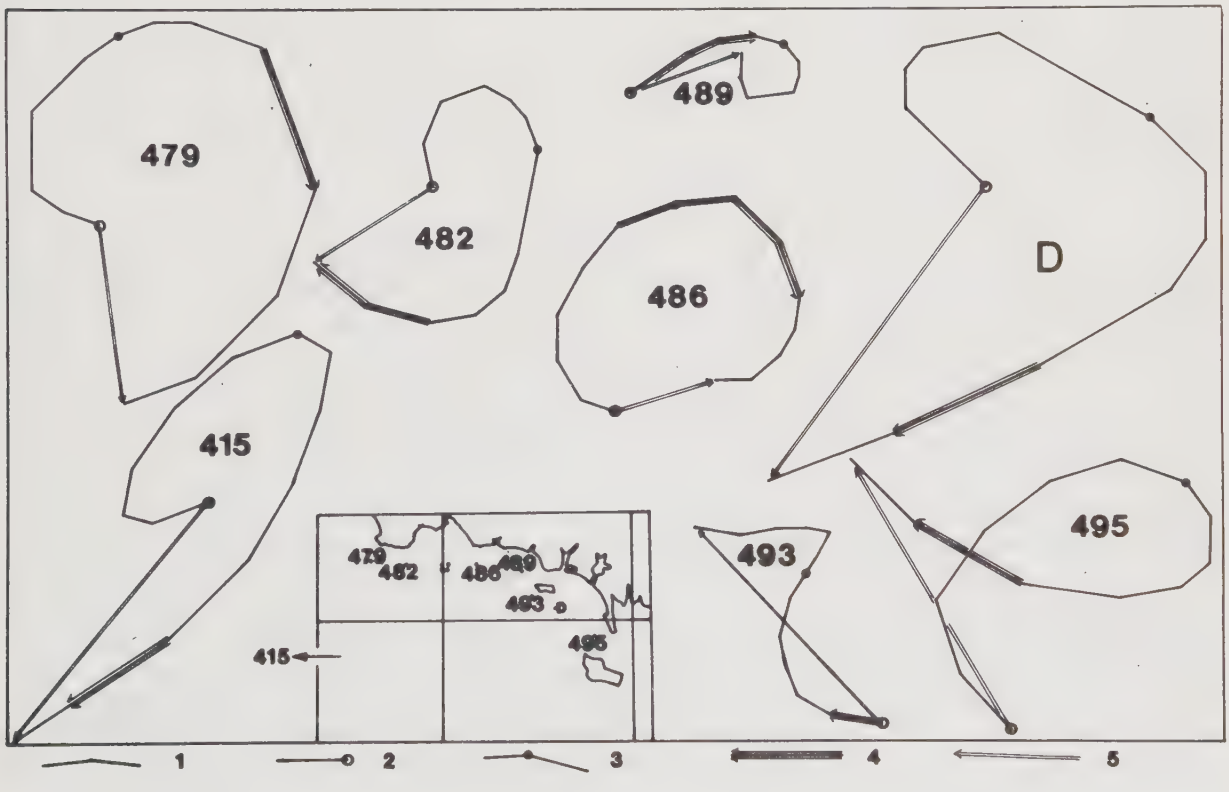


Fig. 50 - Diagrammes des courants de marée, donnant leur résultante ; d'après le S.H.O.M.
1 = Vecteurs orientés, de longueur proportionnelle à la vitesse du courant à chaque heure de marée (1 cm par nœud ; 2 cm par m/sec). 2 = Point de départ du diagramme, à 6 heures avant la pleine mer de Brest (point 415) ou de Port-Louis (autres points). 3 = Pleine mer. 4 = Vitesses maximales. 5 = Résultante. Graphs of tidal streams, giving their resultant, according to S.H.O.M. 1 = Oriented vectors, length is a function of the speed of the stream for each hour of the tide (2 cm = 1 m/sec). 2 = Starting point of the graph, 6 h before high tide. 3 = High tide. 4 = Maximal speed. 5 = Resultant. Valable pour un coefficient de marée de 95.

trois quarts de ce qu'elle est en surface (1). Il en résulte que les vitesses maximales atteintes en chaque point, c'est-à-dire celles pour lesquelles le courant de marée a la plus grande compétence, doivent être légérement (par petits fonds) ou sensiblement (par grands fonds) réduites par rapport à celles indiquées par les mesures faites près de la surface ; par contre, ces dernières reflètent la situation par vive-eau ordinaire, de coefficient 95, et doivent être augmentées d'un quart environ pour obtenir la vitesse maximale des vives eaux exceptionnelles : il en résulte qu'en première approximation les vitesses indiquées par le S.H.O.M. pour les courants de surface en vive-eau ordinaire sont à peu près valables pour les courants "près du fond" en vives eaux exceptionnelles. Sur les graphiques de la fig. 50, p. 93, les vecteurs correspondant aux plus grandes vitesses mesurées en surface ont été soulignés. Les records régionaux correspondent à 2,2 nœuds (1,1 m/sec, portant à l'Ouest-Sud-Ouest) près de la Basse des Chats, 2 nœuds (1 m/sec, portant au Sud-Sud-Est) près de Penmarc'h, 1,6 nœud (0,8 m/sec, portant à l'Ouest-Nord-Ouest) au Nord de la Pointe des Poulains, et à 1,5 nœud (0,75 m/sec, portant au Sud-Ouest) près de l'accore, à 6° W Gr.

C. Efficacité du courant de marée sur le fond.

Des courants de marée qui atteignent à quelques mètres du fond des vitesses de l'ordre du mètre/seconde sont susceptibles d'avoir sur le fond une action importante. Une forte incertitude pèse malheureusement sur la vitesse de frottement, c'est-à-dire celle qui est atteinte au ras même du fond et peut seule influencer les particules meubles.

a) vitesse de frottement en écoulement turbulent.

Il n'est pas certain qu'on puisse étendre aux eaux marines circulant à proximité du fond la distinction, classique en ce qui concerne les eaux fluviales, entre l'écoulement laminaire et l'écoulement turbulent. L'écoulement laminaire est celui dans lequel chaque lame d'eau se déplace en gardant son individualité, à une vitesse régulière qui est d'autant plus forte qu'on est plus loin des surfaces de frottement. L'écoulement turbulent est celui dans lequel de perpétuels échanges de fluide se produisent entre les différentes couches, de sorte que la vitesse, et dans une certaine mesure la direction, de l'écoulement varient sans cesse, sans aucune régularité, de part et d'autre d'une vitesse et d'une direction moyennes qui ne peuvent être définies que statistiquement.

Dans les lits fluviaux, on estime que le passage de l'écoulement laminaire à l'écoulement turbulent se fait lorsque le produit de la vitesse moyenne par le rayon hydraulique dépasse le "nombre de Reynolds". Ceci revient à dire que par faible vitesse et faible épaisseur d'eau l'écoulement est laminaire, et qu'il devient turbulent lorsque l'une ou l'autre augmente, la turbulence étant obtenue plus tôt si le fond est rugueux. En milieu marin, le rayon hydraulique étant très grand, l'écoulement est turbulent à partir de vitesses infimes.

L'influence de la rugosité permet cependant de distinguer une turbulence modérée, caractéristique des écoulements lents sur fonds lisses, et une turbulence plus marquée, lorsque le fond est accidenté, et notamment sur les fonds rocheux. Ces deux types de turbulence diffèrent par l'ampleur des "incursions" que font les particules divaguant de part et d'autre de leurs positions moyennes : c'est la notion de "longueur de mélange". La turbulence supplémentaire due à la rugosité doit persister jusqu'à une certaine distance des massifs rocheux, quelques centaines de mètres peut-être. Là, les vitesses moyennes du courant, qui sont ce que l'on mesure le plus souvent, et ce que l'on obtient par les extrapolations usuelles, n'ont plus guère de signification en ce qui concerne la compétence du courant (la compétence d'un courant est, en matière de sables et de graviers, la taille maximale des particules qu'il est capable de mettre en route et, en matière de sédiments pélitiques, le grain moyen maximal des assemblages sédimentaires qu'il est capable de dissocier).

La compétence n'est en effet liée qu'à la vitesse maximale atteinte au contact des particules, fût-ce de façon discontinue ; c'est en fonction de cette vitesse maximale qu'elles se mettront ou non en route. Or, les vitesses maximales atteintes atteintes au cours d'une phase d'un cycle de marée peuvent être considérablement supérieures aux vitesses moyennes estimées ou mesurées pour cette phase. Il existe actuellement des techniques de mesure, utilisant des appareils à temps de réponse très court, qui permettraient d'obtenir des indications sur les vitesses instantanées ; mais jusqu'ici aucune mesure de ce type n'a été faite dans la région étudiée. En attendant qu'elles le soient, on peut seulement émettre des opinions invérifiables, et supposer par exemple que dans le cas d'un écoulement turbulent à larges incursions les vitesses maximales au ras du fond (vitesses de frottement) sont du même ordre de grandeur que les vitesses moyennes à quelques décimètres (ou à quelques mètres) du fond. Dans les zones où s'effectue un écoulement turbulent du type "à grandes incursions", les vitesses instantanées maximales pourraient alors être de l'ordre du mètre/seconde.

1 - Op. cit., p. 13.

b) action du courant sur les sédiments, en régime turbulent.

Les courbes de Hjulström (1), dont une version améliorée a été proposée par Sundborg (2) donnent, pour chaque vitesse moyenne du courant à un mètre du fond, la taille des sédiments qui sont mis en route ou déposés, dans le cas où le fond est tapissé de sédiments homométriques. Ces courbes sont établies pour des rivières dont l'écoulement est turbulent, et peuvent donc être étendues, en première approximation, au milieu marin. Elles soulignent la différence qui existe, surtout pour les particules fines, entre le seuil de mise en mouvement et le seuil de dépôt. J'ai reproduit, sur la fig. 51, ci-dessous, les deux courbes de Hjulström et les deux courbes de Sundborg, ainsi que la courbe correspondante, toujours pour les vitesses mesurées à 1 m du fond, déduite de l'abaque de Bonnefille (3) et correspondant à la vitesse de début d'entraînement des particules.

Cas des sables et graviers. Pour les particules grossières, en l'occurrence celles dont la taille est supérieure au millimètre, les deux courbes (d'érosion et de dépôt) sont parallèles, mais décalées entre elles d'un espace qui correspond à la multiplication de la vitesse par 1,5 (pour Sundborg) ou au maximum 2 : la vitesse de mise en mouvement est donc, au maximum, double de la vitesse de dépôt. C'est que les forces d'adsorption sont presque négligeables (sauf en présence d'une proportion de pélites supérieure à 5 %) pour les sables et graviers. Dans ces conditions, comme l'écoulement turbulent

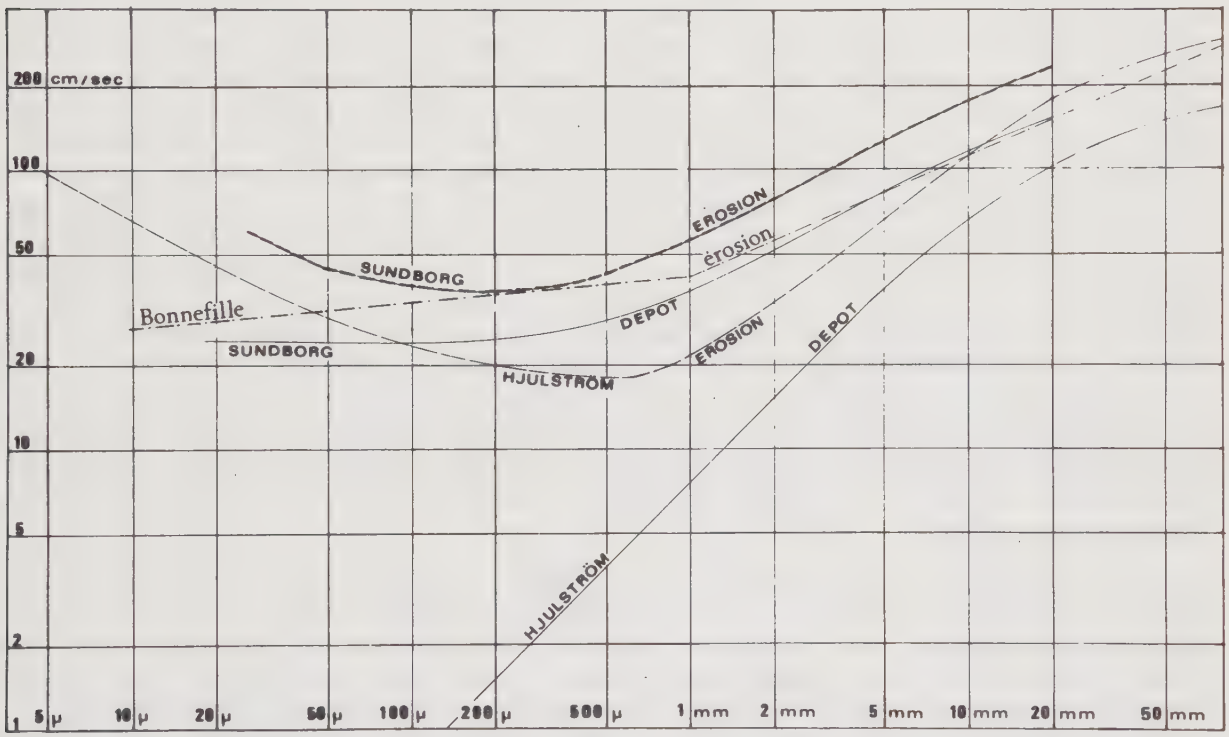


Fig. 51 - Relation entre la vitesse du courant à un mètre du fond et la taille des sédiments mis en route ou déposés, dans le cas d'un écoulement turbulent et d'un sédiment homométrique de densité 2,65.

Diagram showing the relation between flow velocity 1 m above the bottom and grain size of sediment eroded or deposited, in a turbulent flow and for uniform material of density 2,65.

D'après / After : Hjulström, Sundborg & Bonnefille.

1 - Hjulström (F.), 1939, Transportation of detritus by moving water, in Trask (P.D.), ed., 1939, Recent marine sediments, London, Thomas Murby & Co, 736 pp., pp. 5-31.

2 - Sundborg (A.), 1967, Some aspects of fluvial sediments and fluvial morphology. 1 : General views and graphic methods. Geograf. Ann., Ser. A, 49 : 333-343.

3 - Bonnefille (R.), 1963, Essais de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments sous l'action d'un courant en régime continu, Bull. Centre Rech. Essais Chatou, (5) : 67-72.

provoque des variations de vitesse qui excèdent sensiblement les variations du simple au double nécessaires pour passer d'une mise en mouvement à un dépôt, le mouvement des particules s'analyse en une succession de mises en route et de dépôts ; ces mises en route ne dépendent que des vitesses maximales instantanées au ras du fond, et non de la vitesse moyenne. Dans le cas d'un courant dont la direction et la vitesse varient au cours du cycle de marée, les mises en route ne surviennent que pendant les phases où sont obtenues les vitesses les plus fortes, et se font donc toujours dans la même direction. C'est pourquoi les vecteurs correspondant aux plus grandes vitesses, donc aux plus fortes compétences en matière de transport de sables et de graviers, ont été soulignés sur les diagrammes de la fig. 50, p. 93.

Cas des pélites. Pour les pélites, au contraire, les deux courbes s'écartent progressivement l'une de l'autre : le phénomène commence dès 200 microns sur les courbes de Sundborg, dès 1 mm sur celles de Hjulström. Les courbes de ces deux auteurs indiquant les vitesses de mise en mouvement passent par un minimum, pour des sables de 200 ou de 500 microns, qui sont ceux dont la mise en mouvement exige la moindre vitesse (18 cm/sec pour Hjulström, 40 cm/sec pour Sundborg). Pour des particules plus fines, en "peuplements" homogènes, il faut des vitesses plus fortes pour obtenir la mise en mouvement : 1 m/sec pour des particules de 5 microns, et jusqu'à 3 m/sec, selon Hjulström, pour des particules d'1 micron. Au contraire, la baisse de vitesse permettant le dépôt des partcules fines après leur mise en suspension doit être très prononcée, et surtout (ce que les courbes ne peuvent exprimer) doit être de longue durée pour que la décantation ait lieu. Par exemple, les particules de 150 microns ne peuvent, selon Hjulström, se déposer que si la vitesse tombe au-dessous d'un centimètre/seconde, et celles de 15 microns seulement si la vitesse tombe à moins d'un millimètre/seconde. De plus, la vitesse de chute de ces particules, calculable selon la loi de Stokes, est faible : de l'ordre de 50 cm à l'heure pour les particules de 15 microns, par exemple ; il faudrait donc 6 heures de vitesse très réduite pour que de telles particules, transportées par la turbulence à 3 m du fond, puissent rejoindre celui-ci.

Hjulström lui-même souligne le caractère artificiel des seuils qu'il définit pour les particules fines, parce que ces seuils ont été obtenus à partir de sédiments homométriques qui, s'ils existent dans la nature pour les sables et graviers, y sont presqu'inconnus en matière de pélites ; il est donc difficile de tirer de ces courbes des valeurs précises pour les vitesses correspondant à l'érosion des vases. Mais l'on peut retenir de leur disposition générale que l'écart entre les deux seuils, du moins chez Hjulström, devient si grand vers les petites dimensions qu'il excède considérablement les variations aléatoires de la vitesse dans un écoulement turbulent. Il en résulte que le mouvement des particules, une fois amorcé, ne sera plus interrompu que dans un environnement complétement différent, parce que les eaux seront parvenues dans une région à courants insignifiants, parce que le cycle de marée comporte une étale de durée suffisante, ou parce que les eaux en mouvement passent au-dessus d'eaux mortes dans lesquelles la décantation peut se faire.

On doit cependant remarquer que les expériences de Hjulström ont porté sur des particules purement minérales, et non pas sur des agrégats. Or, si ces derniers, qui dominent dans la nature, se comportent en chute libre de la même façon que des particules minérales, de sorte que l'on peut rendre compte de leur mouvement en l'assimilant à celui de particules minérales qui seraient leur "équivalent hydraulique", l'analogie cesse au ras du fond, parce que grâce à leur teneur en matière organique, à leur charge électrique et à la complexité de leur forme, les agrégats peuvent adhérer au fond sur lequel ils passent, dans des conditions de courant où des particules minérales ne pourraient pas se fixer.

Il n'en reste pas moins que les particules de 15 microns, par exemple, sont selon les courbes de Hjulström mises en mouvement par un courant de 50 cm/s, et déposées seulement quand le courant tombe à moins d'1 mm/s. Si l'on se souvient que cette valeur d'1 mm/s n'est pas, dans les données de Hjulström, la vitesse au ras du fond, mais celle qui existe à 1 m au-dessus, on ne peut qu'en conclure que si l'écoulement turbulent en milieu marin était partout aussi énergique que dans les lits fluviaux, il serait impossible que des pélites se déposent sur la plateforme continentale sud-armoricaine, car nulle part les courants de marée ne tombent, même en morte-eau, à des vitesses aussi faibles (qui correspondent à 3,6 m à l'heure).

c) action du courant sur les sédiments, en régime de turbulence verticale atténuée.

Nous avons vu (p. 94) qu'en effet la "longueur de mélange" varie considérablement en milieu marin, d'une zone à l'autre, en fonction de la rugosité du fond. On doit ajouter que le caractère stratifié ou non des eaux en présence influe beaucoup (1) sur cette longueur de mélange, puisque le

1 - Dietrich (G.), 1963, General oceanography, an introduction, New York, Interscience, XVI-588 pp. Cf. en particulier pp. 65-66 & 335-340.

coefficient d'échange ("Austauch coefficient") varie, selon Dietrich, de 1 à 1 000 g/cm/s. Ceci est important dans notre région, puisqu'il en résulte que l'ampleur des incursions des particules est plus importante pendant l'hiver où la couche d'eau est à peu près homotherme sur toute son épaisseur que pendant l'été où une thermocline bien marquée se développe partout.

Certes, rien ne permet de dire que soit jamais réalisée dans notre région, du moins auprès du fond, la situation de stratification extrême des densités qui permet, selon Dietrich, la disparition virtuelle de la turbulence verticale, ne laissant subsister que la turbulence horizontale qui est de peu de conséquence pour la vitesse de frottement. La très forte atténuation de la turbulence verticale résultant de la stratification saisonnière, et, pour certaines zones, le fait que le fond lisse réduit la longueur de frottement pour l'ensemble des composantes de la turbulence peuvent sans doute expliquer l'existence, nécessaire pour rendre compte de la sédimentation des vases, de vitesses de frottement sur le fond extrêmement faibles.

On aura remarqué que toutes ces déductions sur la compétence des courants de marée ne reposent que sur des bases bien faibles. Le fait qu'elles ne soient généralement pas en mauvais accord avec les faits observés, du moins dans les régions où l'on peut estimer que les courants de marée jouent le rôle principal, permet de les utiliser comme hypothèses de travail, mais non pas de les considérer comme des données de base incontestables. Il est donc nécessaire de pratiquer des mesures plus rigoureuses de ces courants :

-dans les régions où aucun ensemble cohérent de mesures n'a encore été pratiqué, et notamment sur la vasière du large et sur le plateau continental externe, au voisinage de l'accore,

- aux diverses profondeurs, y compris à proximité immédiate du fond, pour connaître la vitesse et la direction des courants au ras du fond, car cette dernière peut faire un angle plus ou moins grand avec la direction du courant de surface,

- avec des appareils permettant d'une part d'intégrer un ensemble de résultats successifs pour en tirer une vitesse moyenne pour telle ou telle heure de marée, mais aussi, d'autre part, de noter les vitesses maximales et minimales obtenues de façon instantanée au cours de chaque unité de temps.

Ces mesures dépassent de très loin les moyens dont j'ai pu disposer jusqu'ici, et probablement ceux dont je peux espérer disposer jamais ; du reste, elles relèvent plutôt de la compétence du S.H.O.M., dont on ne peut qu'espérer qu'il poursuivra et accroîtra l'effort entrepris depuis quelques années pour combler les lacunes qui se sont accumulées, dans la connaissance des côtes bretonnes, depuis que l'effort de la Marine s'était porté sur les côtes des pays d'Outre-Mer.

SECTION II
LES HOULES

Si incertaines qu'aient pu paraître les données sur les courants de marée, elles sont pourtant plus cohérentes, et plus utilisables, que celles que nous avons sur les houles, surtout quant à leur action sur le fond.

A. Action de la houle sur le fond.

Avant d'entreprendre une description des houles affectant la région, il convient, puisque cette description est destinée à rendre compte des possibilités de déplacement des matériaux du fait de la houle, d'indiquer ce que nous savons, ou plutôt ce que nous pouvons envisager comme hypothèse de travail, quant à l'efficacité sur le fond des divers types de houle ; cela nous évitera de nous perdre ensuite dans la description de houles dont l'inefficacité est certaine dès qu'on s'éloigne de la côte.

L'action des houles sur le fond est très différente selon la profondeur, et la connaissance que l'on en a est plus différente encore ; jusqu'à une quinzaine de mètres de profondeur, c'est-à-dire sur l'avant-côte, cette action est importante, souvent déterminante, et elle n'est contestée par aucun chercheur ; les processus sont relativement bien compris, et le sens des transports effectués ne prête à aucune équivoque. Au-delà d'une profondeur appelée "niveau de base des vagues", un grand nombre de chercheurs contestent formellement toute possibilité d'action directe, et, parmi ceux qui l'admettent, les mécanismes et même le sens de cette action sont envisagés de façons très différentes, et souvent contradictoires.

1/ Action des houles et des vagues sur l'avant-côte.

Dans le domaine littoral, le mode d'action des houles, sans être parfaitement bien compris, est assez bien décrit, et l'on peut admettre que le profil des versants littoraux faisant face au large (ou plages) est fonction, entre autres facteurs, de la longueur d'onde des vagues (qui détermine leur célérité), de leur hauteur, de leur cambrure (ou rapport entre longueur d'onde et hauteur) et de la coïncidence éventuelle de leur direction avec celle du vent (les vagues forcées ayant un déferlement plus agressif qui entraîne des effets d'érosion sur l'avant-plage, et, par contre-coup, sur tout le versant).

Si la pente de l'estran est réglée surtout par les vigueurs relatives du jet de rive et de la nappe de retrait, la pente du versant submergé (ou avant-plage) est réglée par les échanges de matériaux avec la plage, par les compétences et capacités de transport relatives des deux mouvements alternatifs de l'eau sous la vague, et par le renfort qu'apporte au mouvement de l'eau vers le large sous le creux de la vague la présence d'une nappe de retour. Cette nappe de retour, souvent tronçonnée en "courants de retour" étroitement localisés, encore appelés "courants d'arrachement" (1), prolonge sous l'eau le mouvement de la nappe de retrait et assure l'évacuation vers le large des eaux forcées à la côte. A mon avis, le rôle de cette nappe de retour est déterminant dans le modelé des avant-plages, et le point essentiel est de savoir sur quelle distance elle chemine au ras du fond, et à partir de quelle profondeur elle s'en détache et cesse d'avoir sur lui une action érosive. C'est un problème qui ne pourra être résolu que par l'observation directe, bien qu'on puisse en présenter les données de base selon deux orientations : par le calcul, en admettant que la nappe de retour, ou plus souvent les courants de retour nettement individualisés, en lesquels elle se fractionne (comme déjà, souvent, la nappe de retrait se fractionnait sur l'estran en ruissellement concentrés), ne peut que passer sous la tranche d'eau à laquelle la houle superficielle imprime un mouvement net vers la côte, ou, tout au moins, sous la tranche d'eau animée d'un mouvement vers la côte plus rapide que le courant de retour. L'autre approche est naturaliste, c'est l'observation, par temps calme, de la disposition des sédiments sur le fond, telle qu'elle résulte de l'action de ces courants, visible par exemple sur des photographies aériennes verticales : ainsi, devant la plage de l'Ile-Tudy (mission de 1961, n° 0520, vues 050, 051 et 070), devant la plage du Téven, entre l'Ile-Tudy et la pointe de Combrit (mission "Bretagne M.6", vers 1945, vue 114 ; mission de 1961, n° 0520, vue 072), entre Mousterlin et Beg-Meil (mission de 1961, n° 0520, vue 044), devant la plage du Cap-Coz (mission "Bretagne M.6", vers 1945, vues 177 et 197 ; mission de 1958, n° 0619-0819, vues 241 et 242 ; mission de 1958, n° 0620-0820, vue 032 ; mission de 1961, n° 0319-0519, vue 173), un peu au Nord de Trévignon (mission de 1961, n° 0620-0820, vues 091 et 092), et au droit du village de Penthièvre, à l'Ouest du tombolo de Quiberon (mission de 1958, n° 0721-0821, vue 103). Les plus caractéristiques de ces vues ont été reproduites en dessin, fig. 52 à 54, p. 99.

Dans chacun de ces cas, on voit sur la photographie aérienne, au milieu des fonds sédimentaires qui apparaissent en clair sur l'avant-plage et qui sont des sables fins, se détacher des traînées plus sombres (représentées en pointillé sur les fig. 52 à 54) qui ont été identifiées par dragage comme des sables grossiers ou coquilliers. Ces traînées partent du bas de plage, et leur tête y est souvent quasi-ponctuelle ; elles s'élargissent vers le large, ou parfois elles se réunissent en nappes (devant Penthièvre par exemple - cf. fig. 54). Le lien entre ces traînées et les courants de concentration de la nappe de retrait (sur l'estran) est souligné, au Nord de Trévignon, par le fait que chaque traînée est en face de la concavité d'un croissant de plage. La concentration, en écoulements localisés, de la nappe de retrait semble donc se prolonger sous l'eau par celle des filets d'eau en lesquels se décompose la nappe de retour au ras du fond. Les traînées de sable grossier reflètent alors la disposition des aires sur lesquelles le passage des courants d'arrachement ne permet pas le maintien de sédiments fins. Ces traînées peuvent être stables dans le temps, ce qui indiquerait que les filets concentrés se localisent toujours aux mêmes endroits (ce qui est en effet souvent le cas sur les bas d'estran) ; ainsi, devant le Cap-Coz, il n'y a eu que des changements mineurs de 1945 à 1961 ; mais les traînées peuvent être plus ou moins nettes sur les vues aériennes, selon les époques (devant la plage du Téven, la photo de 1961 est beaucoup plus spectaculaire, parce que les herbiers à zostères ne se sont développés que dans les régions qui n'étaient pas parcourues par ces courants). Quand par bonheur la photo a été prise à basse mer, avec des eaux claires, on peut suivre ces traînées jusque dans les fonds de 4 ou 5 m (devant l'Ile-Tudy, par exemple, sur la photo 050 de 1961).

1 - Le courant d'arrachement (anglais "undertow") ne doit pas être confondu avec le "courant de refend" (anglais "rip-current") qui est une veine d'eau qui reste en surface et qui se dirige vers le large en brisant la continuité du déferlement. Cf. fig. 73, p. 151, et vocabulaire, p. 242.

Fig. 52 à 54 - Traînées de sable grossier ou coquillier, façonnées par les courants de retour sur les avant-plages. Calques de photographies aériennes de l'I.G.N. ; 1/25000.

Tongues of shelly or coarse sand, shaped by rip-currents on fore-beaches. Tracings of aerial photographs taken by I.G.N.

Fig. 52 - Ile-Tudy & Téven ; 1961 ; 0520/049, 050 & 072.

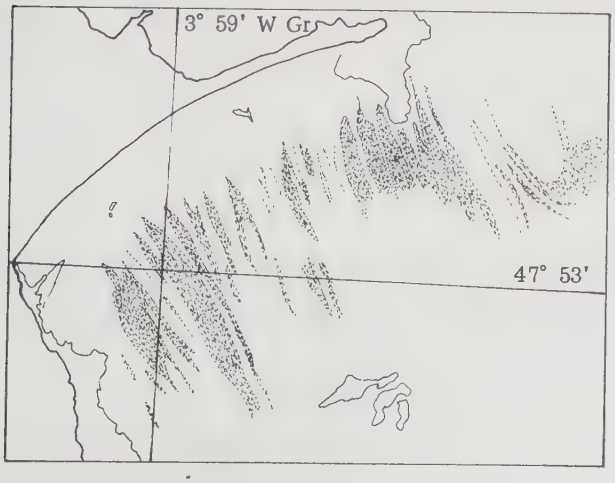


Fig. 53 - Cap-Coz ; 1958 ; 0619-0819/241.

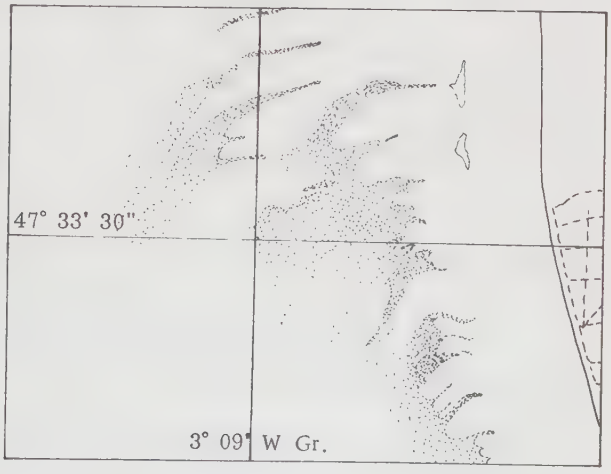


Fig. 54 - Penthièvre ; 1958 ; 0721-0821/103.

L'action des eaux retournant vers le large au ras du fond n'est pourtant visible sur les photographies aériennes, ou sensible par les différences dans la granulométrie des sédiments du fond, que lorsque la nappe de retour est fragmentée en "courants d'arrachement". Devant certaines plages, comme celles de Gâvres ou d'Etel, l'absence de traces aussi nettes me paraît signifier que le retour s'effectue sous la forme d'une nappe continue, qui ne peut donc engendrer de discontinuités sédimentologiques. En tout cas, je ne crois pas imprudent d'attribuer, au moins comme hypothèse de travail, le façonnement des avant-plages à ces nappes ou courants de retour.

2/ Le problème du niveau de base des houles.

Les transports nets de sédiment, par les nappes et courants de retour, s'effectuent en direction du large ; le fait que les plages sont en équilibre (au moins approximatif) suppose donc un apport de sédiments depuis le large, qui est, pour l'essentiel, le fait des houles. Mais la profondeur à partir de laquelle les houles sont capables de pousser vers la côte des sédiments a été, depuis trois quarts de siècle, l'objet d'interminables discussions, dont on trouvera les échos dans Vanney, 1969, pp. 232-234, et dans Hinschberger, 1970, pp. 253-257. A l'heure actuelle, la notion de "niveau de base des houles" a pris un sens plus technologique que scientifique, puisque ce qu'on lui demande le plus souvent, c'est d'indiquer contre quels transports en masse de sédiments il faut prémunir les ouvrages que l'on veut construire. Ce que l'on tend à chiffrer sous cette notion, c'est donc la profondeur à partir de laquelle des masses appréciables, ou importantes, de sable de la taille des sables de plage (0,3 à 1,5 mm en général) peuvent être balayées vers la côte par des houles courantes, telles que celles que l'on de fortes probabilités d'observer six à dix jours par an.

Dans ces limites conceptuelles, la plupart des auteurs estiment que la limite d'efficacité des houles se situe à 10, 15, ou 20 m ; dans une récente publication du Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1) Bellessort et Migniot reflétent bien cette opinion générale en écrivant que "la limite d'action des houles seules sur les déplacements des sédiments se situe probablement à des profondeurs maximales d'une vingtaine de mètres" ; mais ces ingénieurs précisent que doivent être négligés les mouvements de sédiments qui sont alternatifs, et qui ne sont pas de nature à modifier les littoraux ou à ensabler les ports ; d'autre part, leur phrase ne vise que l'action des houles seules, et n'envisage pas la combinaison des houles et des courants. Les scientifiques emploient généralement des phrases plus compliquées, pour indiquer le vague de la notion ; ainsi Dietz (2) rappelle que la notion classique de "niveau de base des vagues" n'a aucun sens parce que chaque type de vagues exerce une action de plus en plus faible avec la profondeur, sans qu'on puisse tracer une limite précise pour chacun des types de vagues, et, bien moins encore, pour les vagues en général ; aussi préfère-t-il parler de "niveau de base du déferlement" ("surf-base") pour les phénomènes qui affectent l'avant-côte ; mais lui aussi limite à 10 ou à 20 m cette base. De même Fairbridge (3) affirme que "l'érosion vigoureuse à la base des vagues est limitée aux régions de profondeur moindre que 20 m". Les chercheurs soviétiques, par contre, pensent que l'action des vagues ne se limite pas à 20 m, bien qu'elle soit en effet plus faible au-delà de cette profondeur, et Zenkovitch (4), par exemple, signale qu'en mer Noire, où pourtant les vagues ne dépassent guère 3 m de hauteur et 80 m de longueur d'onde, des coquilles caractéristiques des fonds supérieurs à 20 m sont portées à la côte par les vagues (et ceci en l'absence de courants de marée).

Il va de soi que chacun a raison, puisque les techniciens et les scientifiques n'ont pas la même définition pour cette notion. En pratique, il est bien vrai que des mouvements suffisamment importants quant à la masse de sédiments concernés pour que l'on puisse considérer la plage et l'avant-plage comme un même ensemble sédimentaire ne se produisent guère au-delà d'une vingtaine de mètres. Dans la région que j'ai étudiée, les échanges les plus profonds qui aboutissent à une véritable homogénéité entre la plage et l'avant-plage se produisent devant la plage de Gâvres, où (cf. p. 31) ils vont jusqu'à 17 m de profondeur ; ce site est pourtant abrité ; dans une position plus ouverte vers le large, devant la plage du Pouldu, l'homogénéité est réalisée jusque vers 20 m ; mais ici la frontière entre l'avant-plage

1 - Labo. central d'Hydraulique de France, 1972, Plages et littoraux artificiels, 52 pp.

2 - Dietz (R.S.), 1963, Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces : a critical appraisal, Geol. Soc. Amer. Bull., 74 : 971-990.

3 - Fairbridge (R.W.), 1968, Platforms - wave-cut, in Encyclopedia of Geomorphology, pp. 859-865.

4 - Zenkovitch (V.P.), 1962, Some new exploration results about sand shores development during the sea transgression, De Ingenieur, (17) : B.113-B.121 (p. B.117).

et lés fonds sous-marins non affectés par les migrations alternantes de sable est mal dessinée, et l'exemple est moins convaincant. Il n'existe malheureusement aucune plage qui soit directement exposée aux houles du large, de sorte que nous ignorons jusqu'à quelle profondeur se feraient les échanges de sable entre plage et avant-plage dans une telle situation. Ce qui ressemble le plus à un milieu de ce genre, c'est l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, où le remaniement et l'escalade des sables grossiers s'opère dès 55 m de profondeur ; mais les houles ne sont pas seules en cause sur cette rampe, que parcourent des courants de marée assez vifs ; l'exemple peut donc être récusé en tant que preuve formelle que le niveau de base des vagues peut être beaucoup abaissé lorsque l'exposition est largement ouverte ; il n'en reste pas moins plausible que l'exposition joue un rôle.

3/ Action des houles et des vagues plus au large.

Même des houles modestes peuvent contribuer à la migration vers l'estran des sables de l'avant-plage, dès lors que leur longueur d'onde est de l'ordre de la dizaine de mètres et qu'elles commencent donc à exercer une action sur le fond à partir de 5 m (une demi-longueur d'onde, profondeur à laquelle on commence, dans l'établissement des plans de vagues, à faire intervenir le ralentissement dû à la faible profondeur). Mais au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le large et que les profondeurs s'accroissent une part de moins en moins grande des houles peut avoir une action sur le fond. Si l'on considère, par exemple, les fonds de 100 m, seules des houles de plus de 200 m de longueur d'onde (c'est-à-dire, approximativement, de plus de 11,5 secondes de période) sont théoriquement à même de faire sentir leurs effets jusqu'au fond. Mais l'énergie que peuvent dissiper à cette profondeur des houles de 11,5, 12 et même 13 secondes est certainement très faible.

Par contre des houles de 16 secondes de période et de 400 m de longueur d'onde, qui commencent à subir l'influence du fond dès 200 m de profondeur, gardent vers 100 m une efficacité non négligeable. On peut tenter, grâce à la loi de Rankine (1), une estimation des vitesses instantanées qu'atteignent au ras du fond les particules d'eau : quand en eau libre la profondeur augmente d'un neuvième de la longueur d'onde, le diamètre du cercle décrit par les particules diminue de moitié (le diamètre de départ étant égal à la hauteur de la vague). Pour une longueur d'onde de 400 m, le diamètre diminue donc de moitié à chaque augmentation de 45 m de la profondeur : à 90 m il est donc du quart de la hauteur de la vague, et à 135 m du huitième. En présence d'un fond inférieur à la moitié de la longueur d'onde, la trajectoire des molécules n'est plus un cercle, mais une ellipse, dont le petit axe, vertical, décroît progressivement vers le fond, alors que le grand axe, horizontal, s'allonge peu par rapport à ce que serait le diamètre du cercle décrit en eau profonde.

Au ras du fond, le mouvement devient purement alternatif, mais la vitesse maximale atteinte au milieu de chaque parcours est égale à la vitesse orbitale qui serait obtenue sur le cercle indiqué par la loi de Rankine. Ainsi, pour des vagues de 4 m de hauteur et 400 m de longueur d'onde (assez fréquemment observées au large après le passage de perturbations), la vitesse maximale sur un fond de 90 m est à peu près égale à la vitesse orbitale calculable pour un cercle d'1 m de diamètre, soit, la période étant de 16 secondes pour un périmètre de 3,14 m, 20 cm/s environ. C'est là une vitesse que les courbes de Hjulström (cf. fig. 51, p. 95) donnent comme permettant le déplacement de particules de taille comprise entre 200 et 900 micromètres.

Une objection souvent faite à ce type de raisonnement est que le mouvement étant un va-et-vient, le bilan net en est nul. Or, il est inexact de dire que le mouvement soit un strict va-et-vient. Le cercle décrit par les molécules d'eau libre n'en est un qu'en première approximation, car c'est un "cercle" dont le diamètre est d'autant plus important que l'épaisseur d'eau est plus grande, ce qui implique que le mouvement vers l'avant sur la crête de la vague est plus important que le mouvement en arrière dans le creux de la vague. Certes, le bilan net du déplacement est modeste : Groen (2) l'estime à 10 fois le produit de la cambrure par la hauteur de la vague ; dans l'exemple choisi, 10 x 4/400 x 4, soit 160/400, ou 40 cm, pour l'eau de surface. A 90 m de fond, ce serait 10 x 1/400 x 1, soit 10/400, ou 2,5 cm à chaque vague, toutes les 16 secondes, ce qui fait une vitesse de l'ordre de 6 m à l'heure, ce qui est faible, mais non négligeable, dès lors que ce n'est pas cette vitesse qui règle la compétence, mais qu'elle exprime seulement le déplacement net résultant d'un très grand nombre de très brèves mises en route se faisant tantôt dans un sens et tantôt dans l'autre.

Il y a donc une possibilité théorique de transport de sable fin et moyen au ras du fond, sur le plateau continental, par les houles seules. Mais ce transport est l'exclusivité des houles longues.

1 - Rankine (W.J.M.), 1863, On the exact form of waves near the surface of deep water, Royal Society of London, Phil. Trans., 153 (I-VI) : 127-138.

2 - Groen (P.), 1967, The waters of the sea, Londres, Van Nostrand, XIV-328 pp. (p. 131)

4/ Effet sur les houles du franchissement d'un seuil.

En hydrodynamique classique, célérité et longueur d'onde de la houle en un point sont uniquement fonction de la période de la houle et de la profondeur en ce point, sans que l'histoire antérieure de la vague ait un effet sur sa célérité : il n'y a donc pas de freinage irréversible au franchissement de profondeurs médiocres, sur lesquelles la célérité n'est réduite que temporairement, pour des raisons uniquement géométriques.

L'observation montre cependant qu'après le franchissement d'un seuil rugueux, comme celui de l'Ile aux Moutons protégeant la Baie de Concarneau, ou l'échine rocheuse prélittorale protégeant la baie du Pouldu au Nord de la Basse de Groix, la célérité et la longueur d'onde des houles du large sont moindres que ce qu'elles étaient, à profondeur égale, avant le franchissement du seuil. On pourrait donc envisager qu'il y ait eu une réduction de l'énergie de la houle au passage sur des roches accidentées, ce qui expliquerait la présence de vasières à faibles profondeurs sur le revers des seuils.

Si la profondeur à laquelle les houles agissent était ainsi réduite par le franchissement du seuil, on devrait observer aussi une réduction de la profondeur à laquelle les eaux superficielles sont brassées par les houles, et la thermocline devrait se trouver à une profondeur moindre qu'au large. La fig. 55, p. 103, présente quelques cas où elle l'est en effet. On pourrait donc parler d'un "effet d'écran" exercé sur les houles par le passage sur des seuils rocheux à forte rugosité et, malgré l'incertitude qui pèse sur la réalité de ce phénomène, j'y ferai allusion plus loin à titre d'hypothèse de travail.

B. Répartition des houles dans le Nord du Golfe de Gascogne.

Sachant quels types de houle sont susceptibles d'avoir une action sur le fond, il faut rechercher si ces houles existent, et quelles sont leurs caractéristiques. L'action éventuelle sur le plateau continental est uniquement le fait des houles longues, dont la longueur d'onde en eau libre est supérieure à 200 m, et la période à 12 secondes. Dans notre région, ce sont par exemple celles qui viennent de l'Ouest de la mer Celtique, région sur laquelle passent fréquemment des perturbations assez violentes pour produire les vents de 30 nœuds, soufflant sur 700 km (ou ceux de 40 nœuds, soufflant sur 400 km) qui, d'après l'abaque de Bretschneider (1) peuvent engendrer de telles houles. Effectivement, des houles de 12 secondes ou plus sont très couramment observées dans notre région, même en plein été : les enregistrements de houle que constituent les bandes de sondage, sur fond plat, quand le bateau est en panne lors du relevage de la drague, montrent dans près de la moitié des cas (cf. fig. 56, p. 103) une composante de 12 secondes ou plus dans la houle. Certes, la hauteur des vagues est souvent modeste sur les enregistrements ainsi obtenus à bord du Kornog, mais c'est tout simplement que le bateau ne sort pas quand les vagues sont trop hautes (j'ai eu près de 20 jours d'immobilisation pour cette raison, en 150 jours de missions estivales). Parmi ces houles de période supérieure à 12 secondes, j'ai observé une fois 30 secondes, le 20 septembre 1964, pour une houle de Sud-Sud-Ouest, d'ailleurs de très faible hauteur (40 cm) ; une telle houle est rare, mais on se souvient peut-être que c'est une houle de cette direction et de très longue période qui, il y a quelques années, a brisé contre la jetée d'Audierne trois bateaux qui rentraient dans ce port. Plus courantes, même en été (j'en ai observé au moins une fois à chaque mission), sont les houles de 15 ou 16 secondes, généralement d'Ouest franc ou d'Ouest-Sud-Ouest, qui viennent des régions situées au large de Terre-Neuve, et sont souvent forcées par le vent sur de grandes distances, parce que leur vélocité de groupe, qui est de 700 à 1000 km par jour, est du même ordre de grandeur que la vitesse de déplacement des perturbations. Leur longueur d'onde (400 m au large) les rend peu sensibles pour un petit bateau, et j'ai pu enregistrer, par beau temps d'été, des hauteurs de 4 m avec une période de 16 secondes.

Par contre, les houles venant du Sud, c'est-à-dire dont la course ne peut pas dépasser 500 km, ne pourraient, d'après l'abaque de Bretschneider, atteindre une période de 12 secondes que si le vent les forçait sur toute leur course à des vitesses de 35 nœuds, et une période de 16 secondes qu'avec un vent constant de 60 nœuds. On sait combien il est exceptionnel qu'un tel vent souffle du Sud sur le Golfe de Gascogne, et il en résulte qu'aucune houle longue susceptible d'avoir une action sur le fond ne vient de cette direction. Ceci implique que seules les houles de secteur Ouest sont capables de transporter au ras du fond des sédiments, qu'elles portent, soit vers la côte si elles sont de Sud-Ouest, soit parallélement à la côte bretonne (et vers la côte vendéenne) si elles sont d'Ouest franc, soit vers l'accore, en l'abordant très obliquement, si elles sont de Nord-Ouest (dans ce cas, seul le plateau continental est balayé). On doit remarquer que ce transport vers le large par des houles longues, possible uniquement grâce à la situation péninsulaire de la Bretagne, est un phénomène assez spécifique, car peu de régions au monde sont disposées de façon à le permettre.

1 - reproduit dans : Guilcher (A.), 1965, Précis d'hydrologie marine et continentale, Paris, Masson, IV-390 pp., p. 49.

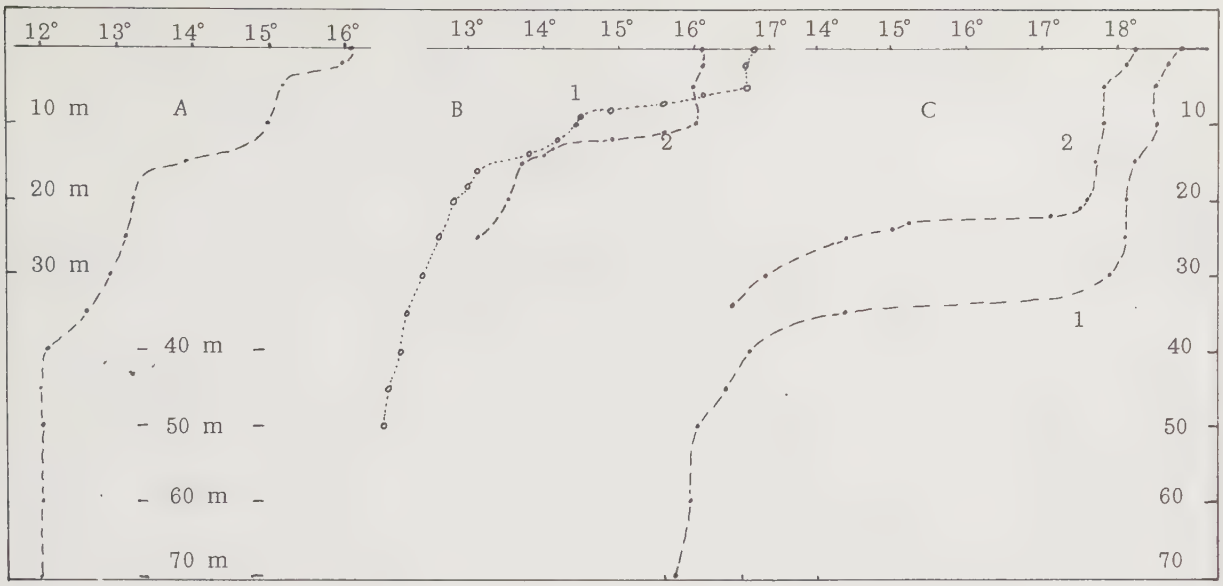


Fig. 55 - Niveaux de thermocline exprimant la profondeur du brassage par les houles, et le tronquage de la base de celles-ci par les reliefs. Thermocline levels indicating the depth of the reworking of water by the swell, and the down-cutting of the swell by the shoals.

A. Au large des Bluiniers, 31-VII-70, 13 h 00 : traces de trois phases successives de brassage, dues à des houles de profondeurs d'action décroissantes.

B. 2-VIII-70 : Températures au large (1 : près de Baz-an-Ero, 10 h 05) et dans la baie de Concarneau (2 ; 7 h 50) où le brassage jusqu'à 12 m reflète la profondeur du seuil de l'île aux Moutons.

C. 7-VIII-71, après 6 jours de gros temps de Sud-Ouest : la thermocline a été abaissée jusqu'à 35 m au large (1 : à Bonneten, 47° 33' N / 3° 33' W Gr, 15 h 30), mais seulement à 22 m dans la baie du Pouldu (2 : par 47° 42' N / 3° 34' W Gr, 11 h 15 ; pour la localisation, voir la fig. 12, p. 22). La Basse de Groix culmine à 12 m, mais le seuil est généralement entre 21 et 24 m.

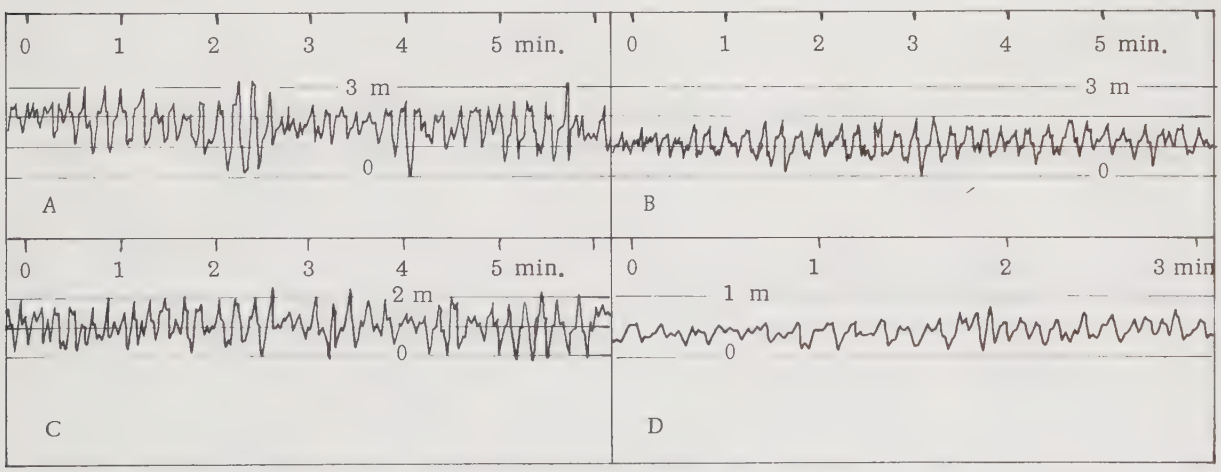


Fig. 56 - Enregistrements de houle obtenus à l'arrêt, à bord du Kornog, à l'aide du sondeur. Wave records, made by echo-sounding, being stopped, by the Kornog.
Echelle des hauteurs (vertical scale) : 4 mm / m pour A, B & C ; 8 mm / m pour D.
Echelle des temps (time scale) : 12,5 mm / min pour A, B & C ; 25 mm / min pour D.

A. 26 juin 1965, fonds de 110 m au SW de Penmarc'h : houle d'Ouest franc, 13 secondes.

B. 7 juillet 1965, fonds de 95 m au S du Guilvinec : houle longue d'Ouest-Nord-Ouest, période 12 secondes, et houle courte de Sud-Sud-Ouest, période 4,5 secondes.

C. 5 septembre 1966, fonds de 65 m au SE des Glénan : houle longue de Sud-Ouest, période 12 secondes, et houle courte de 4,5 secondes, probablement de Sud-Est.

D. 17 juillet 1969, fonds de 50 m au S de la Basse Doun : houle longue et très modérée de Sud-Ouest, période 12 secondes, et houle courte de Nord-Nord-Ouest, période 5 secondes.

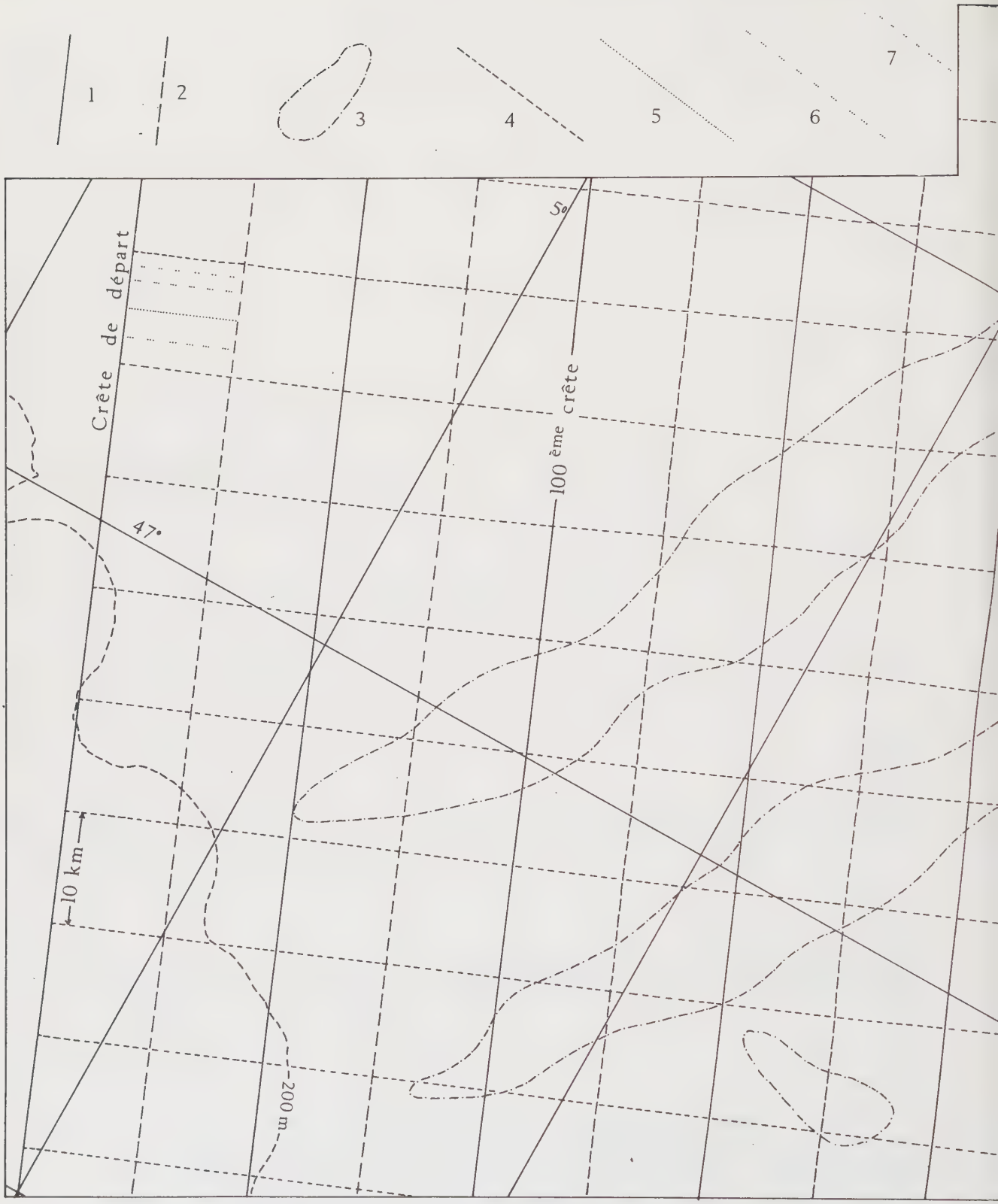


Fig. 57 - Plan de vagues pour une houle longue de l'Ouest-Sud-Ouest, 1 / 500 000.

Ce plan est établi pour une houle de 16 secondes de période, 400 m de longueur d'onde et 25 m/s de célérité en eau profonde. Cette réduction ne comporte qu'une faible partie des tracés originaux.
1 = Crête de houle, équidistance 50 crêtes ; 2 = Idem, intercalaire de 25 crêtes ; 3 = Aires sur lesquelles la houle passe au-dessus de fonds supérieurs à ceux déjà rencontrés ; 4 = Orthogonale de houle, à l'équidistance initiale de 10 km ; 5 = Idem, 5 km ; 6 = Idem, 2,5 km ; 7 = Idem, 1,25 km ; les orthogonales de troisième et de quatrième ordres ne sont figurées que dans les régions les plus complexes.

Fig. 57 - Wave map, for a long swell from West-South-West, 1 / 500 000.

This map has been drawn for a 16-second period, 400 m wave-length and 25 m/s deep-water celerity swell. The scaled down map here shows only a small part of original drawings.

1 = Wave crest, at 50 crests interval ; 2 = Do, at 25 crests interval ; 3 = Areas on which swell passes above bottoms deeper than those already crossed over ; 4 = Wave ray, at 10 km interval in deep-water ; 5 = Do, at 5 km interval ; 6 = Do, at 2,5 km interval ; 7 = Do, at 1,25 km interval ; wave-rays of third and forth orders are drawn only in the more complex regions.

SECTION III
ACTION COMBINEE DES COURANTS ET DE LA HOULE

Si les courants, à eux seuls, peuvent rendre compte de certains déplacements de sédiment sur le fond, à des profondeurs déjà importantes, et s'il en est de même, à un moindre degré et de façon plus contestable, pour les houles, à plus forte raison la combinaison des effets directs et indirects de ces deux agents peut-elle être efficace. Cette combinaison est parfois complexe, même pour les effets directs résultant de la cumulation des deux vitesses au ras du fond.

§ 1. Vitesses instantanées au ras du fond.

La simple combinaison des pointes de vitesse dues à la houle et des vitesses plus soutenues engendrées par les courants de marée n'aboutit à des vitesses de frottement sensiblement plus élevées que celles du courant seul que lorsque les mouvements ont lieu dans la même direction et le même sens. Une certaine obliquité entre les deux mouvements permet encore une résultante présentant un surcroît de vitesse non négligeable, et même la perpendicularité accroît un peu la vitesse. Mais, sauf en cas de perpendicularité, l'accroissement ne provient que de celui des deux éléments du va-et-vient de la houle qui est de même sens que le courant, et ne se produit qu'une fois par période. Retenons comme exemples, d'une part le courant de marée dont la vitesse à quelques mètres du fond est (cf. p. 94) d'un mètre/seconde, et d'autre part la houle de 16 secondes de période et de 4 m de hauteur. Plaçons-nous dans les fonds de 90 m où cette houle engendre sur le fond des pointes de vitesse de 20 cm/s (cf. p. 101).

Une différenciation régionale dans les effets de la combinaison des deux mouvements apparaît immédiatement. Dans les zones rugueuses où le courant de marée présente une forte turbulence verticale, la houle ne joue qu'un rôle d'appoint ; aux heures de plus fort courant de marée, les vitesses maximales de ce courant au ras du fond sont voisines de la vitesse moyenne à quelques mètres au-dessus, puisque les incursions des particules sont importantes ; l'effet de la houle ne les accroîtra donc que de 20 %, les faisant passer d'1 m/s à 1,20 m/s. Mais dans les zones lisses où le courant de marée n'a, quand il existe seul, qu'un écoulement à turbulence verticale atténuée (cf. p. 97) dans lequel les pointes de vitesse ne dépassent sans doute guère 10 cm/s au ras du fond, la survenance d'une houle longue engendrant des vitesses instantanées maximales de 20 cm/s, mais surtout les engendrant par des pulsions discontinues génératrices d'une turbulence verticale accrue, ne se borne pas à tripler la valeur des pointes de vitesse par addition des deux facteurs, mais, probablement, change la nature même de l'écoulement au ras du fond en le faisant passer d'un mode à turbulence verticale atténuée à un mode à forte turbulence verticale, les pulsions dues à la houle jouant le même rôle que la rugosité.

Par ailleurs, dans la mesure où la présence d'une stratification nette des eaux en été est un frein au développement de la turbulence verticale, sa disparition en hiver permet l'accroissement de celle-ci, de sorte que la variation annuelle des pointes de vitesse atteintes sur un fond normalement lisse est probablement de 1 à 12 (10 cm/s en été et sans houle, 1,20 m/s en hiver par forte houle). Dès lors, on peut envisager que la remise saisonnière en suspension des pélites à l'occasion des tempêtes hivernales soit due plutôt au changement de caractère du courant au voisinage du fond qu'à la simple augmentation de la vitesse moyenne, telle qu'on peut la mesurer à quelque distance du fond : le passage d'un mode de turbulence à l'autre suffirait à rendre compte de la transformation d'un fond vaseux en fond sableux. Bien plus, dès lors qu'on accepte d'envisager que la houle longue agit surtout par le changement de caractère de l'écoulement du courant de marée, c'est-à-dire par le fait qu'elle imprime un mouvement saccadé à ce courant plutôt que par l'ampleur de l'impulsion qui lui est propre, la hauteur de la vague perd de son intérêt et ce qui devient primordial est le simple fait que, si médiocre soit-il, le mouvement de va-et-vient est transmis jusqu'au fond si la période de la houle est suffisamment longue, et qu'il y engendre une forte turbulence verticale si les eaux ne sont pas stratifiées.

La vérification de l'existence et de l'efficacité de ce mécanisme suppose donc que des prélèvements de sédiments sur le fond, en vue de leur analyse granulométrique, soient faits saisonnièrement, pour chercher le lien entre l'agitation de la mer et la mise en suspension des vases, mais aussi que l'on procédera à des observations de houle (hauteur, mais surtout période) pendant la quinzaine ou le mois précédant les prélèvements. On ne peut que déplorer, dans cette perspective, qu'il n'y ait plus actuellement aucun enregistreur de houle en service dans le Nord du Golfe de Gascogne.

Bien entendu, il faudrait aussi des mesures directes de l'influence de la houle sur le mode d'écoulement des courants de marée au ras du fond. Mais c'est là une opération délicate, qui suppose la mise en place, pour une longue période, d'enregistreurs des courants instantanés, placés sur le fond en deux types de sites au moins : l'un sur un interfluve exposé à l'Ouest, l'autre dans une dépression.

§ 2. Déplacements engendrés.

Les conséquences de l'obtention épisodique de fortes vitesses de frottement sont très différentes selon la nature des matériaux disponibles.

Pour les sédiments fins (moins de 80 micromètres) qui sont difficiles à mettre en route, mais ne se déposent qu'en eau calme, l'obtention de vitesses instantanées élevées, même pendant un temps très court et à des intervalles très espacés, suffit à déclencher le transport, car une fois ces "vases" mises en suspension elles suivront les cheminements du courant et seront transportées par lui pendant plusieurs jours, plusieurs semaines ou plusieurs mois. Une des conséquences de ce fait est que la fraction fine est enlevée des fonds lisses chaque fois que les impulsions de la houle parviennent jusqu'au fond et changent l'ordre de grandeur de la turbulence. Mais ce phénomène ne peut se produire que là où la houle agit effectivement sur le fond, c'est-à-dire lorsqu'elle n'a pas subi, par le franchissement de seuils rugueux, l'effet d'écran évoqué p. 102. Il existe donc, de ce point de vue, trois types de milieux :
- ceux où la turbulence verticale est forte en permanence à cause de la rugosité du fond, et où les pélites ne peuvent jamais se maintenir ailleurs que dans les interstices d'un sédiment plus grossier ;
- ceux où la turbulence est normalement très atténuée et où les pélites peuvent se déposer lorsqu'il n'y a pas de houles longues, surtout si les eaux sont stratifiées, mais où elles sont remises en suspension quand de telles houles surviennent en période hivernale, en l'absence de seuil protecteur du côté du large ;
- ceux où la turbulence verticale reste atténuée même par gros temps, parce que les houles longues du large ont subi l'effet d'écran au franchissement de seuils rugueux : là les pélites peuvent se maintenir en permanence.

Pour les sédiments grossiers (sables et graviers) sur lesquels l'écoulement est toujours turbulent, le seuil de mise en route est proche du seuil de dépôt (cf. fig. 51, p. 95) et le mouvement des particules est saccadé ; les déplacements ne se produisent que pendant les brèves secondes où le mouvement de la houle et celui du courant de marée sont de même direction et de même sens. Ces transports épisodiques sont probablement plus fréquents au jusant, puisque celui-ci semble être la période au cours de laquelle sont atteintes les plus grandes vitesses de courant ; dans cette hypothèse, les déplacements de sables et de graviers se feraient surtout, aux profondeurs qui dépassent le "niveau de base des houles" (cf. p. 100), dans la direction et le sens du jusant, c'est-à-dire vers le large, sauf dans les quelques régions où le jusant n'est pas le courant le plus rapide (c'est-à-dire dans la dépression prélittorale entre les Glénan et le Pouldu, d'après les mesures du S.H.O.M. - cf. fig. 50, p. 93 - et dans l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, d'après des observations personnelles moins dignes de foi).

Un autre facteur est susceptible de modifier le bilan net du déplacement des sédiments : les variations, en un même lieu, de l'influence de la houle sur l'écoulement au ras du fond, en fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau, c'est-à-dire en fonction du niveau de la marée. Les variations de cette influence sont en effet liées aux variations de direction et de sens des courants de marée.

On sait qu'au large la vigueur propre de la houle est sans rapport avec le niveau de la marée, bien qu'à la côte, pour des raisons de freinage sur l'avant-côte ou les platiers rocheux, les houles de pleine mer soient plus vigoureuses que celles de basse mer. En dehors de l'estran, la houle a plus d'effet sur le fond à basse mer, puisque la profondeur est moindre. Il en résulte qu'aux profondeurs qui, pour une houle donnée, sont proches du seuil auquel l'influence de cette houle sur les modalités de l'écoulement du courant de fond commence à se faire sentir, la turbulence peut être atténuée à haute mer, et très forte à basse mer. Ainsi, dans le cas de la fraction fine, par exemple, la mise en suspension des matériaux qui tapissent des fonds lisses se produit, statistiquement parlant, plutôt à basse mer qu'à haute mer, de sorte que le premier transport que subissent les particules ainsi mises en suspension est celui du flot, qui les porte vers la côte dans la plupart des cas.

§ 3. Courants de houle et courants de marée.

Même non forcée par le vent local ou régional, la houle de Stokes porte à la côte des quantités importantes d'eau ; les évaluations du bilan net du déplacement évoquées précédemment (p. 101 : dix fois le produit de la cambrure par la hauteur de la vague) donnent, pour les eaux de surface agitées par une houle de 16 secondes de période et de 4 m de hauteur, un déplacement proche de 100 m/heure au large ; la même formule d'évaluation donne, pour les régions prélittorales où la cambrure est plus prononcée, une vitesse plus grande, ce qui est normal puisque la tranche d'eau diminue. Une évaluation globale des quantités d'eau portées à la côte par une telle houle peut être obtenue en admettant, sur une tranche d'eau de 90 m, une vitesse moyenne de 30 m/heure : sur un front de 100 km,

entre Penmarc'h et Belle-Ile, la quantité d'eau portée à la côte est donc de 270 millions de m^3 à l'heure. Cet afflux d'eau provoque une élévation de niveau qui peut être ici de 20 ou 30 cm (1), et qui provoque un courant de retour vers le large. Ce courant de retour, comme je l'ai déjà dit pour les courants de retour de l'avant-côte (p. 98) ne peut que passer sous la houle dont il est issu, comme le fait aussi le jusant, dont on sait qu'il est, en surface, considérablement affaibli par une houle contraire ; la disposition des lieux, c'est-à-dire la présence d'une échine rocheuse prélittorale qui limite à quatre ou cinq passes les possibilités de sortie d'eau, canalise ces courants de retour sur des itinéraires favorisés ; par exemple, le courant de retour de l'afflux d'eau qui atteint la côte entre la pointe de Gâvres et la pointe de Beg-an-Aod, au Nord de Quiberon, c'est-à-dire sur un front de 23 km (soit 62 millions de m^3 à l'heure dans les conditions adoptées précédemment) est entièrement canalisé vers les passes de la Basse Moullec, dont la largeur totale est d'un km et l'encaissement de 5 m, soit une "section mouillée" de 5000 m^2 : l'évacuation immédiate de l'afflux d'eau supposerait donc une vitesse du courant de retour de 12 km/h, soit plus de 3 m/sec, ce qui explique que ces passes soient tapissées de graviers et galets, même si la plus profonde des deux est, par beau temps, revêtue d'un voile de sable grossier et graveleux légérement envasé. Un carottage effectué dans la vasière située au droit de l'entrée Nord-Est de ces passes (cf. fig. 11, p. 21, et description du carottage au bas de la même page) a en effet montré que les sédiments fins, épais de 20 cm, masquaient un substrat beaucoup plus grossier qui peut aussi bien être interprété comme le témoignage d'une période de gros temps de Sud-Ouest survenue pendant l'hiver précédant le carottage que comme la relique d'une période de niveau marin plus bas que l'actuel au cours de la transgression flandrienne. L'état de fraîcheur des passes de l'échine rocheuse prélittorale peut donc s'expliquer par leur fonctionnement actuel comme voie de passage des courants de retour.

La démonstration de la réalité de ce processus pourrait être apportée par la mise en place, en période hivernale, de courantographes proches du fond dans les endroits sensibles : il faudrait mettre un couple de courantographes, l'un dans l'axe de la passe de la Basse Moullec, l'autre sur les hauteurs rocheuses voisines, pour mieux faire la part des courants communs à toute la région et de ceux canalisés dans la dépression. On pourrait aussi, dans la passe même et dans la vasière située en amont, épandre en période de gros temps des sédiments grossiers marqués (ou des broyats de briques) et, pendant la belle saison qui suivra, chercher par carottage sous quelle profondeur de sédiments plus fins ils seraient désormais enfouis.

Il est plus difficile d'envisager que les courants de retour cheminent jusqu'à l'accore, ce qui expliquerait pourtant l'entretien de la partie inférieure des vallées submergées, sur le plateau externe. S'y opposent en effet un fait morphologique : les vallées ne sont pas discernables en surface pendant la traversée de la vasière du large ; et un fait hydrologique : un "bourrelet d'eau froide" relativement dense (2) occupe en permanence le plateau continental médian et externe, et les eaux de retour ne sont pas plus denses que lui. Il est donc possible qu'elles contribuent à l'alimenter, bien que sa source essentielle soit le refroidissement des eaux superficielles, à l'automne et en hiver. Mais il est probable que la masse d'eau froide est partiellement évacuée vers le large au printemps et en été par écoulement au ras du fond ; ces courants de vidange pourraient être canalisés par les basses vallées et seraient en somme le prolongement indirect, après un long séjour sur la Vasière, des courants de retour. Mais on doit remarquer que les observations hydrologiques ayant toujours été implantées sans tenir compte de la bathymétrie (3), il se trouve qu'elles sont toujours sur les interfluves et qu'on ignore ce qui peut se passer le long des vallées ; il serait donc très intéressant d'en pratiquer dans les axes des basses vallées aux époques où on pourrait s'attendre à des sorties d'eau froide, et d'y mesurer également le courant près du fond.

La mer dispose donc, à mon avis, de moyens d'action beaucoup plus efficaces que ne le croient la plupart des chercheurs et, loin d'être uniquement un héritage pléistocène qui s'estomperait peu-à-peu sous un remblaiement vaseux, le paysage de ce précontinent est en transformation permanente : l'érosion y est vive, la sédimentation active et sans cesse remise en cause, et les transports, quoique s'exerçant dans des directions variées et souvent contradictoires, sont finalement plus importants que sur les terres émergées voisines.

1 - Le S.H.O.M., op. cit., p. 4, propose 50 à 60 cm dans le Pas-de-Calais.

2 - Vincent (A.) & Kurc (G.), 1969, Hydrologie : Variations saisonnières de la structure thermique du golfe de Gascogne en 1967, Rev. Trav. Inst. Pêches marit., 33 (1) : 79-96.

3 - Hénaff (G.), 1973, Contribution à l'étude de l'océanographie physique du secteur Nord-Gascogne, Th. 3ème cycle, Univ. Bret. occid., Brest, 100 pp. multig.

Chapitre III

LES TRANSPORTS PAR LA MER

Résumé. Courants et houles remanient les éléments meubles qui sont disponibles sur le fond : sédiments hérités, apports terrestres et océaniques, débris organogènes, et en modifient la répartition spatiale. Les particules les plus fines sont transportées sur de longues distances, et leur homogénéité est remarquable sur toute la région étudiée. Les éléments plus grossiers sont probablement transportés partout ; mais leurs mouvements ne sont prouvés qu'aux profondeurs inférieures à 50 m. Parmi les sables, les plus sensibles sont les débris coquilliers, qui se répandent en s'amenuisant autour des zones de production ; les sables siliceux, graviers et galets ne sont que rarement déplacés, mais leurs mouvements semblent moins erratiques. Le bilan total donne l'impression d'un appauvrissement progressif du plateau continental en éléments meubles non organogènes, c'est-à-dire d'une prédominance de l'érosion, tandis que la plaine abyssale reçoit une importante sédimentation.

Courants de marée et houles longues semblent donc susceptibles d'avoir une compétence suffisante pour mettre en place et déplacer, même à d'assez grandes profondeurs, les vases, les sables et parfois les graviers. Leur capacité de transport est certes, en chaque point du fond, plus faible que celle des organismes fluviaux subaériens ; mais elle est considérablement plus grande que celle des phénomènes qui affectent les versants des régions tempérées. Or, l'action sur le fond n'est pas limitée, comme celle des fleuves, à des itinéraires particuliers (bien qu'il semble exister des parcours préférentiels pour les courants de retour), mais elle s'applique, comme les processus qui façonnent les versants, à toute la surface de la région. Aussi, bien que le caractère multidirectionnel des déplacements de matériaux réduise l'ampleur des mouvements nets, l'action morphologique sous-marine me semble-t-elle considérablement plus efficace que celle qui est observée à terre.

Mais elle est irrégulière dans le temps, rythmée par l'ampleur variable des marées, et par la survenance irrégulière des houles longues. Les sédiments, soumis de temps à autre à des déplacements importants, séjournent, pendant les phases de "sommeil morphologique", en accumulations qui paraissent d'autant plus stables à l'observateur qu'elles se reforment toujours aux mêmes endroits, dans des sites

privilégiés, et que les différences qui peuvent exister, dans le plan, le profil, la texture des sédiments, etc... entre deux accumulations qui occupent successivement le même site ne pourraient être perçues que si l'on refaisait les mêmes levés après un certain intervalle de temps, avec un positionnement rigoureux ; jusqu'ici, une telle opération n'a jamais été tentée, et du reste elle n'aurait pas pu réussir loin des côtes, faute de moyens de positionnement suffisamment précis.

Les errances du matériel sédimentaire conduisent, tôt ou tard, chaque particule jusqu'à l'accore, d'où elle ne reviendra plus car elle sera alors acheminée vers les grands fonds ; le plateau continental s'appauvrirait donc en sédiments, s'il n'y parvenait pas, s'il ne s'y formait pas, s'il ne s'y dégageait pas de nouveaux sédiments meubles.

Il y parvient des sédiments, fournis par les terres émergées ou par d'autres régions océaniques. Des terres proviennent les produits de l'attaque des falaises ; mais les reculs que l'on peut envisager pour les falaises de cette région sont modestes. Il en est de même des apports fluviatiles, car le climat tempéré, la végétation abondante et aménagée de façon à compartimenter les versants, et surtout l'exiguïté des bassins versants, réduisent à des valeurs insignifiantes la charge solide des petits fleuves bretons. C'est donc surtout des régions océaniques voisines que proviennent des sédiments : de l'Est viennent les apports fluviatiles de la Loire, après un séjour plus ou moins long devant l'estuaire ; de l'Ouest les sables coquilliers de la mer Celtique, qui envahissent le plateau continental au-delà de la vasière du large. Rien ne permet de chiffrer ces apports, mais tout porte à croire qu'ils sont considérables.

Il s'y forme des sédiments, par l'activité des êtres vivants : sables coquilliers faits des débris de gastéropodes et de bivalves, abondants surtout sur les fonds durs ; débris d'algues calcaires (maerl) issus des régions prélittorales ; tests d'animaux planctoniques ou benthiques (foraminifères surtout). Rien ne permet actuellement de chiffrer correctement la production des sédiments biogènes, car on ignore trop souvent à la fois la densité des individus sur le fond, leur durée de vie, et la quantité de débris que chacun fournit. Des évaluations de biomasse sont possibles, à partir de prélévements à la benne, mais elles n'ont été entreprises que sur des régions limitées, et on ne peut en tirer des valeurs généralisables. On peut simplement rappeler que les sédiments biogènes sont généralement calcaires, et que les éléments calcaires des sédiments sont généralement biogènes ; or, les teneurs en calcaire des sédiments autres que pélitiques sont ici, en moyenne, de 40 %, ce qui montre la part importante des sédiments biogènes (tant autochtones qu'allochtones) dans la sédimentation régionale.

Il s'y dégage, enfin, des sédiments meubles nouveaux, par l'attaque des roches sédimentaires consolidées (grès, poudingues, lumachelles) et, à un moindre degré, par celle des roches du socle. Là non plus, il n'est pas possible de chiffrer les quantités ainsi libérées ; en certains endroits, les éléments ainsi dégagés de roches consolidées sont assez abondants : fragments de poudingue dans l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, nummulites errantes autour de bien des chicots d'Eocène.

Ces trois catégories d'éléments meubles, ainsi mis à la disposition des agents de transport décrits au chapitre précédent, réagissent à leurs sollicitations en fonction de leur taille, et accessoirement de leur forme ou de leur densité. Les modes de déplacement étant différents selon les matériaux, nous examinerons donc successivement les transports de pélites et de sablons, les transports de sables siliceux ou coquilliers, et les transports de graviers et de galets.

SECTION I
LES TRANSPORTS DE PELITES ET DE SABLONS

Les pélites sont les particules dont la taille est inférieure à 50 microns ; les sablons sont celles dont la taille est comprise entre 50 et 125 microns. Pour autant que la granulométrie des vases permette d'en juger, la fraction transportée en suspension comporte essentiellement des particules de taille inférieure à 80 microns, c'est-à-dire, outre les pélites, seulement les plus fins des sablons.

Dans les sédiments vaseux de la plateforme continentale, en effet, les mesures granulométriques montrent que coexistent deux stocks : d'une part une fraction grossière, très variable d'un point à un autre, parfois sableuse, parfois graveleuse, parfois même caillouteuse, et le plus souvent mélange en diverses proportions de sables, graviers et galets ; d'autre part une fraction fine qui forme une part plus ou moins considérable du sédiment total (d'1 à 98 %), mais qui peut être considérée comme un tout et dont la composition interne est partout la même : les courbes granulométriques partielles de cette fraction fine sont à peu de chose près identiques sur toutes les vasières. Les autres caractères sont également très constants : même spectre minéralogique des argiles (à l'erreur expérimentale près, on a toujours environ 50 % d'illite, 10 % de montmorillonite, 20 % de kaolinite et 20 % de chlorite et interstratifiés ; il y a peut-être un peu plus de montmorillonite près des côtes (1), un peu plus d'illite sur le plateau continental externe), même teneur en calcaire (toujours voisine de 20 %, pour les pélites seules). Les travaux de Rumeau et Vanney (2) ont montré, ailleurs, la constance des éléments-traces.

Cette homogénéité de la fraction fine me paraît refléter un brassage incessant, avec des migrations à longue distance. Pélites et sablons fins sont les particules le plus susceptibles d'être transportées en suspension, et il est logique d'admettre que c'est par ce transport en suspension, qui se termine par une décantation dans les milieux calmes, que l'homogénéité a été obtenue. Mais si ce mode de transport existait seul, les pélites formeraient, à la surface d'un dépôt grossier antérieur, ou tout au plus s'infiltrant dans ses interstices, une pellicule toute entière formée de particules fines. Or, on n'observe que très rarement une telle ségrégation ; c'est donc qu'après le dépôt il y a, soit pénétration des particules fines dans les espaces interparticulaires du sédiment sous-jacent jusqu'à des profondeurs appréciables (et les microséismes dus à l'agitation superficielle de la mer - cf. p. 81 - peuvent aider à cette infiltration), soit brassage superficiel (jusqu'à quelques décimètres) par les courants au ras du fond, sans que les vitesses de frottement soient cependant suffisantes pour remettre les pélites en suspension ; les animaux fouisseurs, abondants dans les vasières, doivent également jouer un rôle dans ce mélange. Mais l'incorporation de sable par ce brassage diminue la cohésion de la vase, et facilite une remise en route ultérieure.

Si la vigueur supplémentaire que la turbulence induite par les houles longues donne aux courants est déterminante dans la mise en route des particules fines, c'est uniquement par les courants que sont transportées les pélites sur des distances significatives. Or, ces courants sont de deux types : les uns, diffus, omniprésents, réguliers, sont les courants de marée (cf. p. 93 sq) ; les autres, canalisés dans les itinéraires préférentiels que constituent les vallées submergées, sont les courants de retour de l'afflux d'eau à la côte provoqué par les tempêtes (cf. p. 108). Les uns et les autres peuvent transporter des pélites et des sablons ; mais on conçoit aisément que le transit le long des vallées submergées, par lesquelles passent à la fois les deux types de courants, soit plus important que sur les interfluves. Dans la mesure où les aires de dépôt reflètent les transits, ce qui est probablement le cas pour la première étape du dépôt, on ne doit donc pas s'étonner de voir les vallées submergées constituer les plus caractéristiques des aires de dépôt de vases (cf. fig. 33, p. 50). Mais les particules fines transportées par les omniprésents courants de marée devraient pouvoir se déposer partout sur le plateau continental et sur l'escarpement. Le fait qu'on n'en dragues pratiquement pas sur les interfluves montre, soit que les courants de marée y sont systématiquement plus vifs, plus turbulents, ou plus étroitement collés sur le fond, soit que les houles longues repoussent peu-à-peu vers les dépressions les pélites

1 - Lapierre (F.), 1969, pp. 131 à 135, et carte 31.

2 - Rumeau (J.-L.) et Vanney (J.-R.), 1968, Eléments-traces de vases marines du plateau continental atlantique au Sud-Ouest du Massif Armoricain (Grande Vasière), Bull. Centre Rech. Pau, S. N. P. A., 2 (1) : 69-81.

initialement déposées sur les sommets.

Le problème est que le seuil de ralentissement du courant à partir duquel les particules fines se déposent est si bas qu'il ne doit pas être fréquemment atteint sur le plateau continental externe, même là où l'écoulement est peut-être laminaire. Selon Hjulström (cf. fig. 51, p. 95 - la courbe de dépôt de Sundborg ne concerne que les sédiments transportés en saltation à proximité du fond et ne peut donc nous être ici d'aucune utilité), les particules de 80 microns se décantent quand la vitesse du courant turbulent, à 1 m du fond, tombe au-dessous de 0,6 cm/sec ; quant aux argiles, le temps qu'elles mettent à se décanter en laboratoire, lors des analyses granulométriques par sédimentation, et l'interruption de cette décantation par le moindre mouvement, montrent assez qu'il est hautement improbable qu'elles puissent se déposer sur le plateau continental ; du moins à l'état libre.

Mais les particules fines circulent dans les eaux marines sous la forme de floculats, dont la faible densité (due à la grande quantité d'eau qu'ils emprisonnent) est compensée par le grand diamètre : des essais que j'ai faits sur des vases non défloculées, soumises à décantation en eau de mer, ont montré que, bien que le diamètre apparent des floculats soit de 80 à 150 microns, leur comportement hydraulique est celui des particules quartzeuses de 30 microns environ. Bien que ces essais aient porté sur des vases prélevées dans des dépôts sédimentaires (il eût été préférable d'utiliser des suspensions naturelles, prélevées au cours du transport des vases par les courants, car on ne peut exclure qu'un début de compaction ait modifié la taille ou les propriétés des agrégats observés), ils permettent de proposer, comme hypothèse de travail, un comportement hydraulique des pélites voisin de ce qu'il serait si la majeure partie des particules avaient 30 microns de diamètre. Selon Hjulström, le dépôt pourrait alors se produire quand le courant à 1 m du fond tombe en-dessous de 0,2 cm/sec (0,005 nœud, ou 7 mètres à l'heure).

La loi de décroissance des vitesses du courant en approchant du fond (cf. pp. 96-97) permet de penser qu'à une vitesse de 0,2 cm/sec à 1 m du fond correspond une vitesse de 0,4 cm/sec à 5 m du fond ; le S.H.O.M. considère (op. cit., p. 13) que la vitesse à 5 m du fond est des trois quarts de la vitesse en surface. Il faudrait donc que la vitesse de surface tombe à 0,53 cm/sec pour qu'il y ait décantation des pélites sur le fond ; cette vitesse correspond à un centième de nœud, ce qui serait exprimé par 0 sur les tables des courants du S.H.O.M. ; même en morte-eau, seule la station 493 (cf. fig. 50, p. 93) présente une fois cette vitesse "nulle". Autrement dit, il n'y a sur cette plate-forme continentale presqu'aucun endroit où un dépôt de vase soit possible, compte tenu de la vitesse des courants.

Je me trouve donc amené, pour rendre compte de l'existence des vasières, de proposer un "soulevage" des courants de marée, qui décolleraient parfois du fond et laisseraient place, sous eux, à une "eau morte" dans laquelle la décantation serait possible. Il faudrait admettre, par exemple, que, si un courant dont la direction est en gros celle d'une dépression la suit effectivement en y exerçant son action jusqu'au fond, par contre un courant oblique ou perpendiculaire à une dépression, et dont la densité ne présente pas de différence sensible avec celle de l'eau qui occupe la dépression, passe au-dessus de la dépression sans y descendre, de sorte que sous le courant transporteur de pélites existerait une eau calme dans laquelle la sédimentation pourrait s'opérer. Bien entendu, le phénomène serait facilité si, dans les dépressions, se trouvait retenuede l'eau plus dense (parce que plus froide, en fin d'hiver par exemple, ou plus salée) que celle du courant.

Le schéma général des transports de pélites, et des cessations de transport, se présenterait donc ainsi : pendant les périodes de forts courants de marée et de fortes houles longues, les vitesses instantanées de l'eau au ras du fond atteignent des valeurs telles que les sédiments fins peuvent être dissociés et mis en suspension. Ils sont alors transportés par les courants de marée, qui concernent toute l'étendue de la région, et par les courants de retour, qui sont canalisés par les vallées submergées, et ils errent au-dessus du plateau continental et de la partie supérieure de l'escarpement continental, jusqu'au retour du calme. Pendant cette période, le bilan net des transports qui se font près du fond est une exportation vers le large, mais le brassage de l'eau est tel que bien des particules fines se trouvent portées jusqu'en surface, et sont alors ramenées vers le littoral par les phénomènes d'afflux (ce qui peut permettre une alimentation des vasières littorales par des éléments fins en provenance de la vasière du large). Lors du retour au calme, les courants de retour, qui seuls empruntaient les vallées submergées, cessent et leur charge solide se décante sur place ; les courants de marée abandonnent, à chaque passage au-dessus des eaux calmes d'une vallée submergée, une partie de leur charge, surtout au cours de la période de morte-eau qui suit la tempête.

Ce schéma rend compte correctement des dépôts dans les vallées submergées (tant au large, voir la fig. 33, p. 50, que dans la dépression prélittorale, voir fig. 11, p. 21) ; mais il est

moins satisfaisant pour le corps principal de la vasière du large (voir fig. 31, p. 48) qui constitue une traînée parallèle à la côte ; pour l'adapter à cette aire de dépôt, qui est la plus vaste et la plus épaisse, il faut admettre que la présence de chicots rocheux "soulève", en quelque sorte, les courants de marée et permet le maintien permanent d'une eau calme sous une surface de discontinuité qui passerait, à peu près, par les sommets des chicots ; un trait essentiel de la vasière du large, dans son corps principal, est en effet d'être accidentée de chicots rocheux taillés dans des roches d'âge éocène, et de vieilles accumulations quaternaires (galets ou graviers) ; l'aire de répartition des vases ne déborde guère que de quelques kilomètres l'aire de répartition des chicots d'Eocène. L'association systématique des reliefs et des vasières est peut-être le trait qui éloigne le plus le plateau continental sud-armoricain du schéma traditionnellement admis pour les plateaux continentaux ; mais peut-être en est-il de même pour tous les plateaux, et les reliefs apparaîtront peut-être partout quand la connaissance des précontinents se développera.

La vérification de ce corps d'hypothèses exige les opérations suivantes : prélévements d'eaux chargées de pélites, et étude des conditions de sédimentation des floculats qu'elles transportent ; étude granulométrique des floculats, et comparaison des résultats de ces études avec la granulométrie de la fraction fine des vases ; mesures de courant sur les interfluves et dans les vallées, tant en période calme (morte-eau et mer belle) qu'en période agitée (vive-eau et tempête), et tant au ras du fond qu'à différentes altitudes au-dessus de lui ; recherches sur la teneur en particules en suspension des eaux superficielles au-dessus de la grande vasière, soit par analyse de prélévements d'eau, soit par néphélométrie, soit par mesure de la turbidité au disque de Secchi, soit à l'aide des télédétections permises, notamment, par la série des satellites E.R.T.S. ; vérification des possibilités de stratification au-dessus d'une eau morte, dans les vallées fossiles, par des mesures de température et de salinité dans les quelques mètres les plus proches du fond, sur ces vallées et sur les interfluves voisins ; recherches sur les particularités de la montmorillonite, susceptibles de rendre compte de sa moindre abondance sur le plateau continental externe (elle est de nouveau plus abondante sur la plaine abyssale, comme si les particules de cette argile qui s'aventurent vers l'accore étaient, plus aisément que d'autres, exportées vers les abysses : est-ce une moindre densité relative ? une moindre aptitude à s'englober dans un floculat ?).

Action de l'homme.

A l'heure actuelle, l'homme interfère dans le cycle des pélites, tant parce qu'il en déplace volontairement que parce qu'il provoque involontairement la remise en suspension des fractions fines des vases. Les dragages, par exemple ceux de la rade de Lorient, constituent un premier mode d'intervention ; leurs produits sont déversés au large, dans un endroit choisi en fonction des facilités d'accès et de sa profondeur relative : dans les Coureaux de Groix en ce qui concerne Lorient. Bien entendu, le rehaussement artificiel d'un fond qui était auparavant en équilibre avec les forces naturelles déclenche des migrations de matériaux destinées à rétablir l'équilibre antérieur, autrement dit l'érosion de ces dépôts anthropiques, de sorte que les pélites sont dispersées à partir de ce point de dépôt. Dans le cas de Lorient, une partie est entraînée par les courants de fond vers la fosse du Talud, puis, par la fosse du Kornog, vers la vasière du large ; c'est là le but visé par les ingénieurs, mais il n'est atteint que pour une partie seulement des dépôts. Le reste, mis en suspension par le flot (les Coureaux de Groix sont l'un des rares endroits où le flot soit plus vif que le jusant, et d'autant plus que les houles sont, là, de même direction et de même sens que lui) est transporté vers les bancs de maerl du Sud de Gâvres (et c'est pourquoi ces bancs, envasés, dépérissent), mais surtout vers la rade elle-même, d'où on les réenlévera à grands frais. Déposer ces produits de dragage au large d'Etel n'aurait pas les mêmes conséquences, car l'évacuation se ferait au jusant par les passes de la Basse Moullec ; mais la distance à couvrir par les navires de décharge serait plus grande ; à terme, ce serait peut-être rentable.

Une quantité de vase plus grande encore est affectée par les remaniements involontaires, qui résultent du "labourage" par les chaluts. On sait que ceux-ci sont alourdis, tout au long de leur entrée, par une chaîne qui les tient béants et les fait coller au fond. C'est le "scoubidou". Quand le poids de celui-ci est bien adapté à la forme du chalut, à sa taille, à la vitesse du bateau et au degré de compaction de la vase, le chalut rase le fond sur lequel traîne sa poche ; ce n'est pas du labourage, mais du hersage, et il n'y a remise en suspension que de la vase superficielle. Mais trop souvent le poids du scoubidou est excessif, et il pénètre dans la vase, qu'il laboure sur plusieurs centimètres, parfois plusieurs décimètres d'épaisseur (du moins sur les vases molles). Cette action provoque une mise en suspension considérable, encore accrue par la pratique du passage successif de plusieurs chalutiers le long du même itinéraire, à quelques minutes d'intervalle. Les courants du moment prennent en charge la fraction fine ainsi libérée et la déposent dans les régions déprimées d'eau calme. Les horaires de tra-

vail des chalutiers (du lever du soleil jusqu'au début de l'après-midi) font que pendant la vive-eau les sédiments sont repris par le flot (les pleines mers de vive-eau se produisent, dans cette région, vers 4 heures de l'après-midi), alors qu'en morte-eau ils sont repris par le jusant ; ceci favorise le transport des sédiments fins en direction du littoral, et l'épaississement de la vasière du large sur son flanc interne. Le phénomène a été particuliérement spectaculaire au Sud du Guilvinec, dans l'un des rares endroits qui aient été bien sondés à la fois pour l'établissement de la carte marine actuellement en usage, et pour celui des minutes de sondage destinées à son remplacement. On dispose donc de deux séries de sondages, les uns au plomb, opérés vers 1905, localisés au cercle hydrographique, et portés sur la carte marine 5368, au 1/46100, les autres au sondeur à ultra-sons, localisés au Toran, et indiqués sur les minutes de sondage de 1967, au 1/50000, avec une densité considérablement plus forte de points cotés, ce qui fait que pour tout point connu en 1905 on a eu une mesure en 1967 dans un rayon de 100 m au maximum, ce qui, sur un fond peu accidenté, peut être considéré comme satisfaisant.

La figure 58, ci-dessous, comporte, pour chaque point sondé en 1905, la profondeur trouvée à l'époque, la profondeur trouvée en 1967, la différence entre les deux (en gros chiffres). Quand la profondeur n'a pas changé, il n'y a qu'une seule valeur, et le signe = ; le fait que toute la région tapissée de sables grossiers et de graviers ait été stable prouve que les différences observées sur la vase ne sont pas dues à des erreurs de mesures. Les trois points où une érosion a été constatée sont soulignés.

Le remblaiement est considérable, quoique variable d'un point à un autre ; son trait principal est de fossiliser une topographie sensiblement plus différenciée que l'actuelle : entre les roches, des vallées assez encaissées étaient incisées ; elles ont été colmatées depuis. A l'heure actuelle, les courbes de niveau (voir la fig. 27, p. 42, tirée de levés bathymétriques du Kornog, effectués en 1964 et 1965, localisés au Decca - d'où un décalage systématique avec les levés du S.H.O.M., qui n'ont pas été utilisés pour cette figure-là, dessinée avant qu'ils ne soient opérés) ne sont que modérément incurvées : les dénivellations locales engendrées par la proximité des bastions rocheux d'Eocène ne dépassent guère deux mètres. Aux profondeurs inférieures à 75 m environ, les fonds étaient les mêmes en 1905 et 1967, ce qui n'implique pas qu'ils soient stables, mais seulement qu'ils varient de part et d'autre d'un équilibre moyen, car on est ici à l'entrée de l'entonnoir de l'Ile aux Moutons (cf. p. 82 et p. 101).

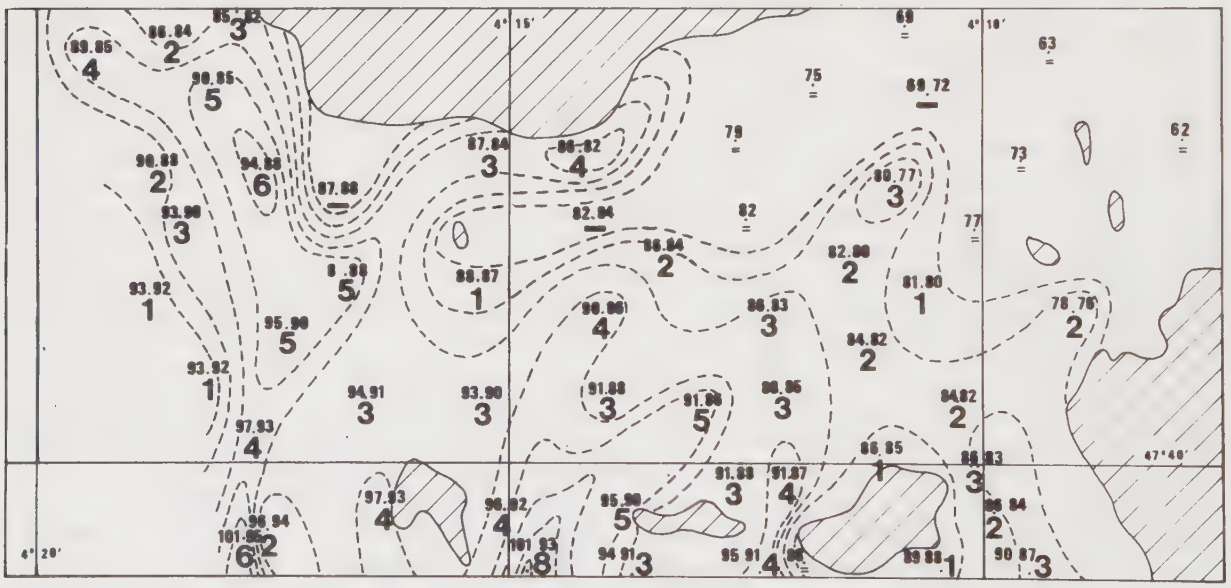


Fig. 58 - Epaisseur du remblaiement entre 1905 et 1967, sur la vasière du large au Sud du Guilvinec. Pour chaque point : en haut à gauche, profondeur en 1905 ; en haut à droite, profondeur en 1967; dessous : différence par remblaiement, ou signe = si c'est stable, ou souligné s'il y a érosion ; En hachures, fonds rocheux . Echelle: 1/100000. Sources : Carte Marine 5368 pour 1905, Minutes de sondage inédites, pour 1967. Equidistance des courbes d'égal remblaiement : 1 mètre.

Width of new sedimentation in the mud-field, South of Guilvinec, between 1905 and 1967. For each point : upper left, depth in 1905 ; upper right ; depth in 1967 ; below : width of sedimentation, or = if stability, or underlined if erosion ; rocky bottoms are ruled. Scale : 1/100000. Sources : S.H.O.M. map 5368 for 1905 ; drafts of soundings (unpublished) for 1967. Interval between the contours of equal sedimentation : 1 m.

SECTION II
LES TRANSPORTS DE SABLE

L'existence de transports de sable par la mer sur les précontinents (et notamment dans les mers épicontinentales) est très important en géologie historique, car beaucoup d'interprétations paléogéographiques sont fondées sur des opinions concernant la vigueur, ou plutôt l'absence supposée de vigueur, de ces déplacements de matériaux. Que de fois n'a-t-on pas lu, à propos de telle accumulation sableuse dans une mer épicontinentale, dans le Tertiaire du Bassin Parisien par exemple, des phrases comme : "au cours de la transgression, la mer pousse devant elle les matériaux sableux", comme si ce n'était qu'au moment de la transgression que la mer est capable de déplacer des sables ; de même, les îles-barrière de la côte Est des Etats-Unis sont souvent plus ou moins explicitement attribuées au cheminement progressif d'une masse de sable qui n'aurait jamais cessé d'être littorale et serait montée, d'un bloc, au fur et à mesure de la transgression. Or, il est permis de penser que les cheminements de sable, sous plusieurs dizaines (peut-être plusieurs centaines) de mètres d'eau sont parfaitement possibles, même en l'absence de courants "très" vigoureux, et que dans une région comme la nôtre ils constituent une part essentielle des processus actifs.

Les moyens de connaître et de mesurer de tels déplacements sont variés, mais tous ceux qui impliquent des mesures directes sont coûteux : le marquage de sables, tel que le pratiquèrent Boillot et Le Gorgeu (1) suppose que des quantités extrêmement importantes de sédiment soient marquées et immergées, si l'on veut obtenir lors des dragages de contrôle des nombres significatifs de particules. Il est donc préférable d'utiliser des marqueurs naturels, mais cette méthode pose plus de problèmes au niveau de l'interprétation finale, et donne donc des indications plutôt que des certitudes, car on peut toujours contester la signification des marqueurs, ou conserver des incertitudes quant à leur origine géographique. Même si l'origine est sûre, la méthode ne donne d'indications que sur la direction des mouvements, et sur l'importance relative des diverses directions de la dispersion à partir d'une origine donnée, sans renseigner sur les vitesses de migration, à moins que l'on n'ait un marqueur naturel périssable, et dont la vitesse de déclin est connue.

La teneur des sables et graviers en débris de coquilles, du moins dans les milieux où les coquilles vivent dans des conditions topographiques et de substrat bien définies et ne constituent qu'une part du sédiment, fournit un moyen de suivre la dispersion de ces débris à partir des aires d'origine. Le marqueur que constituent ces débris est de vie limitée tant qu'ils restent en surface, car les coquilles s'émiettent, et probablement, à la longue, finissent par être dissoutes ou consommées par d'autres organismes ; mais leur durée de vie n'est pas actuellement connue en milieu sous-marin.

L'utilisation la plus aisée de ce marqueur est faite par des carbonatométries fractionnelles. En effet, la production de coquilles est surtout le fait des fonds durs, où les coquilles entières constituent une part non négligeable du sédiment. Le va-et-vient ultérieur des coquilles dont l'occupant est mort les brise, et elles se transforment en débris de plus en plus fins, et donc de plus en plus aisément mis en mouvement. Au contraire, les aires de sédiments fins comportent généralement peu de production locale de coquilles, mais reçoivent des régions voisines des apports de débris broyés. On a donc une chaîne qui s'étend depuis les régions rocheuses où les seuls éléments coquilliers sont les coquilles entières et vivantes (qui sont à peu près toutes de la taille des graviers et des galets (plus de 2 mm de largeur), jusqu'aux régions où ne vit aucun animal à coquille et où tout le calcaire présent est formé de débris ayant atteint le dernier stade de la réduction dimensionnelle par broyage, et qui sont tous de la taille des sables ou des pélites (moins de 2 mm de largeur). Le rapport entre les particules calcaires de plus et de moins de 2 mm dans un sédiment pourrait fournir un indicateur ; mais celui-ci serait biaisé par le fait que les conditions dynamiques locales peuvent ou non se prêter au maintien en place des particules de la taille des sables ; il faut éliminer cette influence en s'aidant du fait qu'elle s'exerce tout autant sur les particules siliceuses, mais avec beaucoup plus de lenteur en raison de la forme de celles-ci.

Aussi le meilleur indicateur du sens des mouvements est-il la comparaison de la teneur en calcaire de la fraction graveleuse du sédiment (étendue pour l'occasion aux petits galets, pour englober toutes les particules de plus de 2 mm) et de celle de la fraction sableuse (étendue pour l'occasion aux pélites, s'il y en a, pour englober toutes les particules de moins de 2 mm). Dans les régions

1 - Le Gorgeu (J.-P.) & Boillot (G.), 1964, La migration de sables marqués au large de Roscoff (Finistère), C.-R. Acad. Sc., Paris, 259 : 4082-4085.

où le sédiment coquillier se fabrique et d'où il est exporté, la teneur en $CaCO_3$ sera plus forte dans la fraction graveleuse (exemple de l'échantillon 352, prélevé par 13 m de fond : teneur d'ensemble de 61 % ; teneur de la fraction graveleuse : 77 % ; teneur de la fraction sableuse : 20 %) alors que dans les régions vers lesquelles migre le sédiment la teneur sera plus forte dans la fraction sableuse (exemple de l'échantillon 588, prélevé par 30 m de fond : teneur d'ensemble de 39 % ; teneur de la fraction graveleuse : 16 % ; teneur de la fraction sableuse : 71 %). Bien entendu, cette disparité n'est permise que par le fait que les particules calcaires, du fait de leur forme, migrent plus facilement que les particules siliceuses.

C'est en utilisant cette technique, et un certain nombre d'autres qui en ont confirmé les conclusions, que le secteur de la Baie de Bénodet a fait l'objet d'une étude sédimentologique, en 1966,

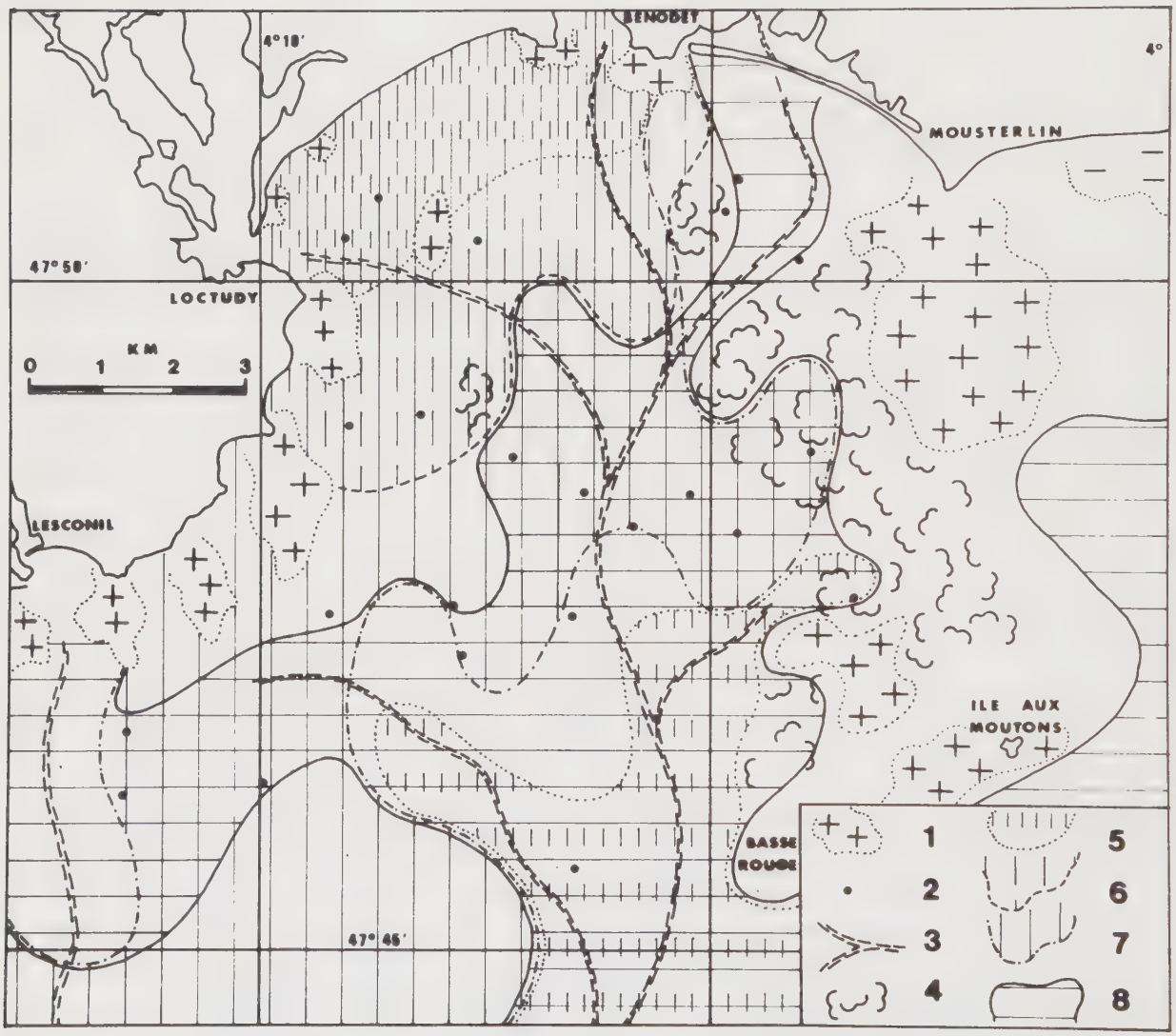


Fig. 59 - Les sables de la baie de Bénodet : migration des éléments coquilliers vers les dépressions.
1 = Zones rocheuses ; 2 = Principaux écueils et roches éparses ; 3 = Axes des vallées ;
4 = Aire à maerl ; 5 = Aire des sables peu coquilliers (moins de 50 % de $CaCO_3$) ;
6 = Aire des sables fins ; 7 = Aire des sables bien triés (indice de Krumbein inférieur à 0, 50) ;
8 = Aire dans laquelle la fraction sableuse est plus riche en carbonates que la fraction graveleuse.
Sands in Bénodet bay : migration of shelly sands from rocky bottoms into depressions.
1 = Rocky bottoms ; 2 = Main shoals and scattered rocks ; 3 = Axes of valleys ;
4 = Area with some calcareous algae ; 5 = Area with poorly shelly sands, less than 50 % $CaCO_3$;
6 = Area of fine sands ; 7 = Area of well sorted sands (Krumbein index less than 0, 50) ;
8 = Area in which the sands are richer in carbonates than the gravels. Echelle : 1/50 000 Scale.
D'après / After : Jacques Abadie, Geneviève Breton, Marie-Françoise Claisse, 1966.

dans le cadre de trois mémoires annexes de D.E.S. de géographie, dirigés à l'Institut de Géographie de Paris par A. Guilcher, et dont j'ai coordonné la préparation. J'emprunte à ces travaux de Jacques Abadie, Geneviève Breton et Marie-Françoise Claisse leurs observations et leurs conclusions essentielles :

La Baie de Bénodet, définie comme la région comprise (cf. fig. 59, p. 116) entre la côte, une ligne joignant la pointe de Mousterlin à l'Ile aux Moutons, et une ligne joignant celle-ci à la Basse Rouge et à la tourelle de Men Du, forme une aire d'une centaine de kilomètres carrés, hérissée de centaines de rochers dont une trentaine portent des tourelles, des perches ou des bouées ; les profondeurs y sont comprises entre 10 et 20 m dans les espaces compris entre les massifs rocheux, sauf près de côte où l'isobathe de 10 m n'est atteinte qu'à 2 ou 3 km au large, et au Sud où les vallées submergées de l'Odet et de la rivière de Pont l'Abbé n'ont pas été entièrement comblées et s'approfondissent en abordant l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, qu'elles rejoignent vers 38 m de profondeur. Presque partout, le tapis sédimentaire qui colmate une topographie assez différenciée connue par les prospections sismiques (1) est fait de sables et graviers coquilliers, avec un peu de maerl (mais ne constituant jamais la majeure partie du sédiment) entre Mousterlin et la Basse Rouge. Deux aires, limitées, sont occupées par des sables moins coquilliers (moins de 50 % de carbonates) : l'une devant les rivières de Quimper et de Pont-l'Abbé et devant le cordon littoral qui les sépare (cette aire est liée aux échanges importants de sable entre l'avant-plage, la plage et la dune, car l'on sait « 2 » que la dégradation des débris coquilliers est sensiblement plus rapide en milieu dunaire qu'en milieu sous-marin), l'autre au Sud, là où les vallées submergées rejoignent l'entonnoir de l'Ile aux Moutons ; dans cette dernière aire, les sables présentent déjà les traits caractéristiques de cet entonnoir : ils sont grossiers, bien roulés, quartzo-feldspathiques, et portent des traces abondantes de façonnement éolien, car ils proviennent pour l'essentiel du démantèlement de la barrière de gravelle cimentée qui se trouve vers 55 - 63 m de profondeur (voir 3ème partie, chapitre II, les sédiments quaternaires).

La qualité du tri des sédiments, appréciée à l'aide du Qdø de Krumbein (3) est meilleure à l'Ouest de 4° 5' W Gr., où l'indice est inférieur à 0,50 (sauf au-delà de 15 ou 18 m de profondeur, quoique les aires rocheuses plus profondes soient bien triées) qu'à l'Est, où la présence de maerl ou d'arène granitique, et sans doute des conditions dynamiques différentes (voir plus loin) entraînent une certaine hétérométrie du sédiment. Cette aire de bon tri englobe presque complétement l'aire des sables fins dominants, qui elle-même englobe complétement l'aire septentrionale de sables peu calcaires. Ces trois aires reflètent l'influence décroissante des deux rias. Ce n'est pas tant par la fourniture de matériaux fins et peu carbonatés que ces rias exercent leur influence, que par la vigueur que donne aux courants de marée, dans la partie occidentale de la Baie de Bénodet, la grande quantité d'eau qui y entre et en sort à chaque cycle de marée. C'est sans doute la vigueur de ces courants, plutôt que celle des houles, qui conditionne ici la qualité du tri, car la partie orientale de la baie, dont les sédiments sont moins bien triés, est exposée à des houles plus vigoureuses, mais à de moindres courants de marée, car l'entrée de l'onde de marée en Baie de Concarneau se fait surtout par le Sud de l'Ile aux Moutons.

La méthode des teneurs fractionnelles en carbonates montre ici l'opposition entre zones : les régions rocheuses (le long de la côte d'une part, et d'autre part le long de l'axe Mousterlin - Ile aux Moutons, ainsi qu'en bordure de l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, dans le Sud-Est de Lesconil) jouent le rôle de fournisseurs de débris coquilliers, même si leur teneur d'ensemble en carbonates est faible : la teneur fractionnelle des graviers y est en effet plus forte que celle des sables ; au contraire, les régions déprimées, où les écueils rocheux n'occupent qu'une faible part de la surface, reçoivent des débris coquilliers finement broyés, et la teneur fractionnelle des sables est la plus forte. La frontière entre les deux types de fonds n'est pas uniquement liée à la profondeur (bien qu'elle se tienne généralement, dans la baie même, aux alentours de l'isobathe de 10 m), mais plutôt à l'importance relative des surfaces rocheuses (comme le montre le comportement des Roches Suettes de Lesconil, où par exemple l'échantillon 592, prélevé par 35 m de fond dans un couloir entre roches, a, pour une teneur d'ensemble de 93 %, des teneurs fractionnelles de 100 % pour les graviers, et de 90 % pour les sables, alors

1 - Delanoë (Y.) et Pinot (J.-P.), 1974a, en préparation.

2 - comme l'a montré Elhaï (H.), 1963, La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe Normand-breton, étude morphologique, Bordeaux, Bière, 624 pp.

3 - Krumbein (W.C.), 1939, Graphic presentation and statistical analysis of sedimentary data, in : Trask (P.D.), Recent marine sediments, Londres, Th. Murby & Co, LVI - 736 pp., pp. 558-591.

alors qu'à peine en contre-bas, dans l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, l'échantillon 587, prélevé par 38 m de fond dans une région uniquement sédimentaire, a une teneur d'ensemble de 20 %, dont 14 % pour les graviers et 25 % pour les sables). Cette méthode permet donc de mettre en évidence les migrations des coquilles broyées, depuis les aires, surtout rocheuses, de production vers les aires déprimées. Ces migrations, particuliérement importantes aux médiocres profondeurs (5 à 25 m) de la Baie de Bénodet, sont également décelables par cette méthode à des profondeurs plus grandes (et en tout cas vers 35-38 m comme le montre la comparaison des échantillons 592 et 587).

La possibilité du transport de sable par la mer, dans les zones de profondeur médiocre, est donc prouvée à la fois par les traces que les migrations du sable laissent sur le fond (pp. 98-99), par l'homogénéité de certaines avant-plages jusqu'à des profondeurs non négligeables (17 m pour la plage de Gâvres, cf. fig. 19, p. 31) et par la dispersion des débris coquilliers vers les dépressions.

Le cas des débris coquilliers de la Baie de Bénodet a permis de dégager le rôle que les courants de marée jouent dans cette dispersion et dans le tri des sédiments qu'elle affecte. Les autres exemples de déplacements de sable faisaient aussi intervenir les courants. Ce point est important, car, si les houles exercent une influence directement liée à la médiocrité des profondeurs (seules les houles les plus longues pouvant avoir une action sur le plateau continental), les courants sont présents partout, de façon certaine pour les courants de marée, de façon hypothétique pour les courants de retour (pp. 107-108). Cela signifie que, même si sur le plateau continental ils ne sont que rarement rendus turbulents - donc compétents - par les houles longues, il leur arrive quand même de temps à autre (et d'autant plus souvent que le fond sur lequel ils circulent est plus rugueux) d'avoir la compétence nécessaire pour transporter des sables.

Quelques observations faites sur le plateau continental montrent qu'en effet les déplacements de sables par les courants y sont plausibles.

Autour des reliefs qui accidentent la vasière du large, les sables coquilliers et les sables et graviers détritiques issus de la désagrégation des roches forment des auréoles, mais souvent ces auréoles sont dissymétriques : si la dispersion des éléments à partir du massif rocheux dont ils proviennent s'effectue en toutes directions sur quelques centaines de mètres de large, il est fréquent que des traînées d'un ou deux km soient disposées du côté "aval-houle", c'est-à-dire à l'Est-Nord-Est. Ces sortes de queues de comète pourraient, certes, avoir été façonnées autrefois, lors de niveaux marins plus bas que l'actuel où leur mise en place aurait été le fait de processus littoraux : là encore, la disposition actuelle peut être due aussi bien aux processus morphologiques actuels qu'à des processus du passé, et il nous

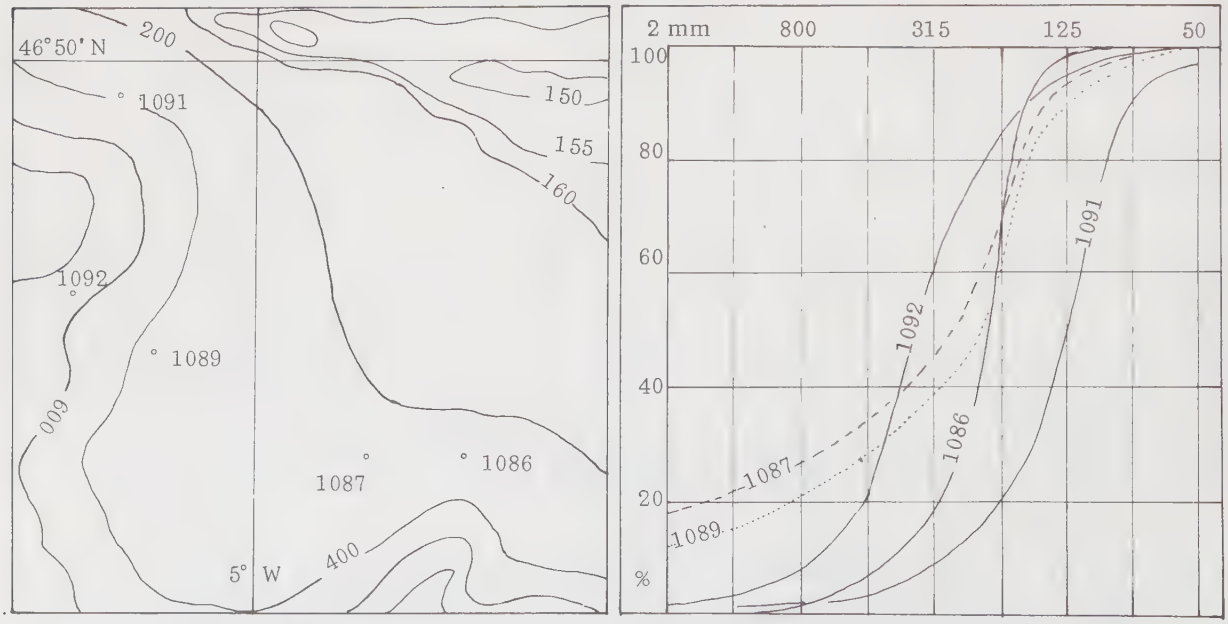


Fig. 60 - Prélévements hivernaux de sable sur le haut de l'escarpement continental. 1/200 000.
Hivernal dredgings of sand, on the upper part of the continental scarp.

Fig. 61 - Courbes granulométriques des échantillons. Granulometric curves of these sands.

est très difficile, dans l'état actuel de nos moyens, de faire le départ entre les formes héritées et les formes vives. S'il s'agit de formes actuelles, leur mise en place à l'aval-houle du relief protecteur, et non à son aval-courant (pour autant que les deux soient différents) ne pourrait qu'être due au fait que c'est de ce côté que les épisodes de turbulence induite par la houle sont les plus rares, puisque la houle aurait été "équeutée" (cf. p. 102) au franchissement du relief protecteur. Pour démontrer l'âge actuel de ces formes, l'expérience la plus concluante serait probablement l'immersion, sur un relief pas trop vaste (d'1 km^2 par exemple) d'une tonne de broyats de terre cuite, calibrés à 2 mm (impossibles, dans cette région-ci, à confondre avec des éléments naturels) ; on pourrait ensuite, maintenant que le Toran est en service dans la région et permet des positionnements précis, suivre, par des dragages, ou mieux des prélèvements à la benne, réitérés, les déplacements de ces éléments et l'étalement de la "tache" qu'ils formeraient sur le fond. Encore faudrait-il être sûr que le passage des chaluts ne troublerait pas trop l'opération.

La zone des sables coquilliers du plateau continental externe, à l'Ouest de 4° W Gr., semble alimentée en matériaux biogènes par les migrations sur le fond, depuis la mer Celtique. La répartition des teneurs en calcaire impose cette conception. Mais beaucoup d'auteurs (voir l'analyse des argumentations qui est donnée par Hinschberger, 1970, pp. 246-251) considèrent que cette migration s'est faite autrefois, dans des conditions de plus grande activité du transport en raison d'un plus bas niveau de la mer. Je suis convaincu du contraire, notamment parce que les formes des accumulations (dunes hydrauliques, ridins, rubans de sable) sont fraîches et vraisemblablement actuelles. Mais je dois reconnaître que la preuve absolue me manque : elle ne saurait être rapportée que par des levés réitérés, en sonar latéral, rigoureusement positionnés, au Toran par exemple, ou par des expériences de marquage dont je crains qu'elles ne demandent des moyens matériels considérables.

Les indices de mouvements actuels des sables s'étendent jusqu'à des profondeurs considérables, même dans des positions topographiques (interfluves) où il n'est pas possible de les attribuer aux courants de turbidité. Dans la mesure où le tri d'un sable exprime le dynamisme de l'agent qui l'a mis en place, la présence, en surface, sur le haut de l'escarpement continental, de nappes de sable fin bien trié, jusqu'à une profondeur de 650 m, indiquerait qu'un agent efficace de transport, ayant compétence entre 100 et 500 microns, exerce, au moins occasionnellement, son action jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Ici, il est impossible d'objecter qu'il peut s'agir d'un dépôt hérité : d'une part, il y a sur les interfluves du haut de l'escarpement (cf. p. 64) une sédimentation active de boues à globigérines qui aurait rapidement fossilisé ce dépôt s'il était ancien (car on ne peut admettre qu'il soit ancien, mais récemment exhumé, s'agissant d'un sable parfaitement meuble) ; d'autre part, repousser sa mise en place à une époque lointaine ne fait pas diminuer l'épaisseur d'eau d'une façon significative : un dépôt qui est actuellement sous 650 m d'eau indique une action vigoureuse sur le fond même s'il a été mis en place au cours d'une régression de 150 m, car il restait encore 500 m d'eau ! Les cinq échantillons dont les positions sont données sur la fig. 60, p. 118, et dont les courbes granulométriques sont tracées sur la fig. 61, ont été prélevés à mon intention, en Novembre 1966, par le Jean-Charcot, sur l'interfluve Odet-Blavet (cf. fig. 37, p. 60), sous la direction de Michel Glémarec, que j'en remercie. Ce sont donc des prélèvements hivernaux, et il est possible que ces sables soient arrivés là très peu de temps avant les dragages ; dans deux d'entre eux, 1087 et 1089, le stock de sable fin, très comparable à celui de 1086, forme 50 % seulement du contenu de la drague : c'est qu'il voile imparfaitement un substrat plus grossier, et moins bien trié, mélange de graviers et de galets. Tout se passe comme si la toute dernière tempête avait apporté sur le haut de l'escarpement, entre 250 et 650 m de profondeur, une nappe de sable fin en cours de transit vers les abysses. Là encore, on m'objectera qu'il faudrait des dragages répétés au même endroit pour pouvoir démontrer que les fonds se modifient.

Un programme de vérifications systématiques de l'évolution des fonds devra comporter :

- des prélèvements répétés en diverses saisons, et dans des conditions variées de marée et d'état de la mer, pour mettre en évidence les transformations sédimentologiques éventuelles,
- l'immersion, en quelques points, de sables marqués ou de débris anthropiques caractéristiques, d'une taille qui à la fois les rende aisément identifiables dans les dragages, et favorise leur mise en route par les courants, puis des campagnes systématiques de prélèvements en cercles concentriques autour des points d'immersion,
- dans la zone des rubans, et celle des dunes hydrauliques, le levé en sonar latéral d'une ou plusieurs zones caractéristiques, avec un positionnement rigoureux, à deux reprises séparées par quelques années.

Ce programme représente un investissement important, surtout sous la forme de journées de travail à la mer ; mais la question me semble assez importante pour justifier la dépense.

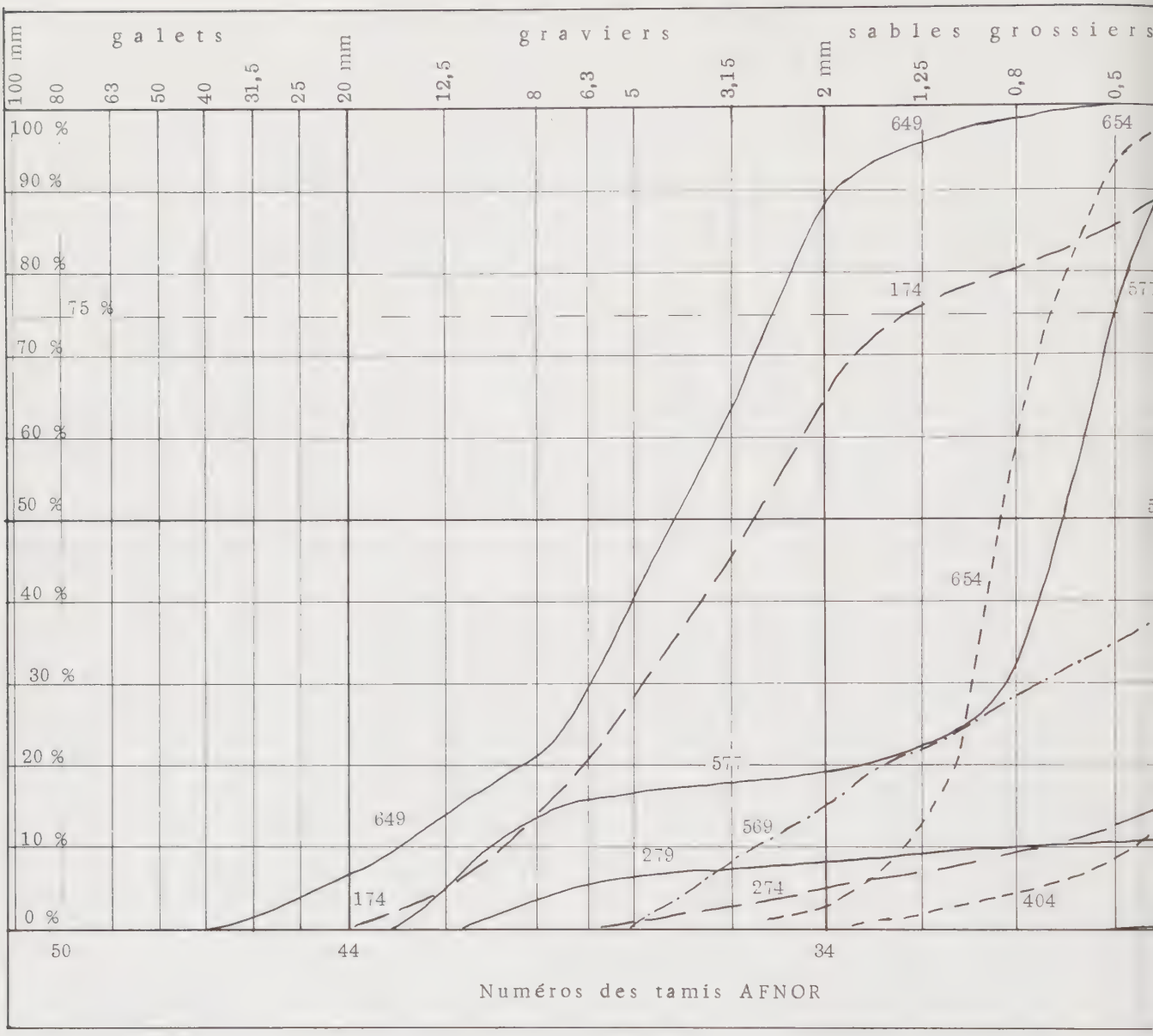


Fig. 62 - Courbes granulométriques cumulatives rétrogrades mono-logarithmiques de quelques sédiments actuels.

649 - Fonds de 27 m au Sud de Lesconil : Graviers coquilliers (et quelques galets ou cailloux) colluvionnés au pied d'un massif rocheux.

174 - Fonds de 50 m au Sud de la Basse des Chats : Graviers de désagrégation des micaschistes, à faciès colluvial, mêlés à des sables grossiers, allant et venant sur le versant régulier taillé dans la roche (cf. pp. 129-130).

654 - Fonds de 10 m à l'Ouest de l'Ile aux Moutons : Sables grossiers bien triés, dans une aire à forts courants de marée.

577 - Fonds de 12 m dans la Passe de l'Ile aux Moutons : Sables grossiers bien triés, recouvrant en pellicule peu épaisse des graviers qui ont fourni 20 % du coup de drague (prélèvement de 1965) ; des dragages antérieurs et postérieurs au même endroit n'ont fourni que des graviers : la pellicule de sables grossiers n'est donc pas permanente.

404 - Fonds de 4 m sur l'avant-plage de l'Ile-Tudy : Sables fins assez bien triés, dans une aire non balayée par les courants d'arrachement (cf. p. 98, et fig. 52, p. 99).

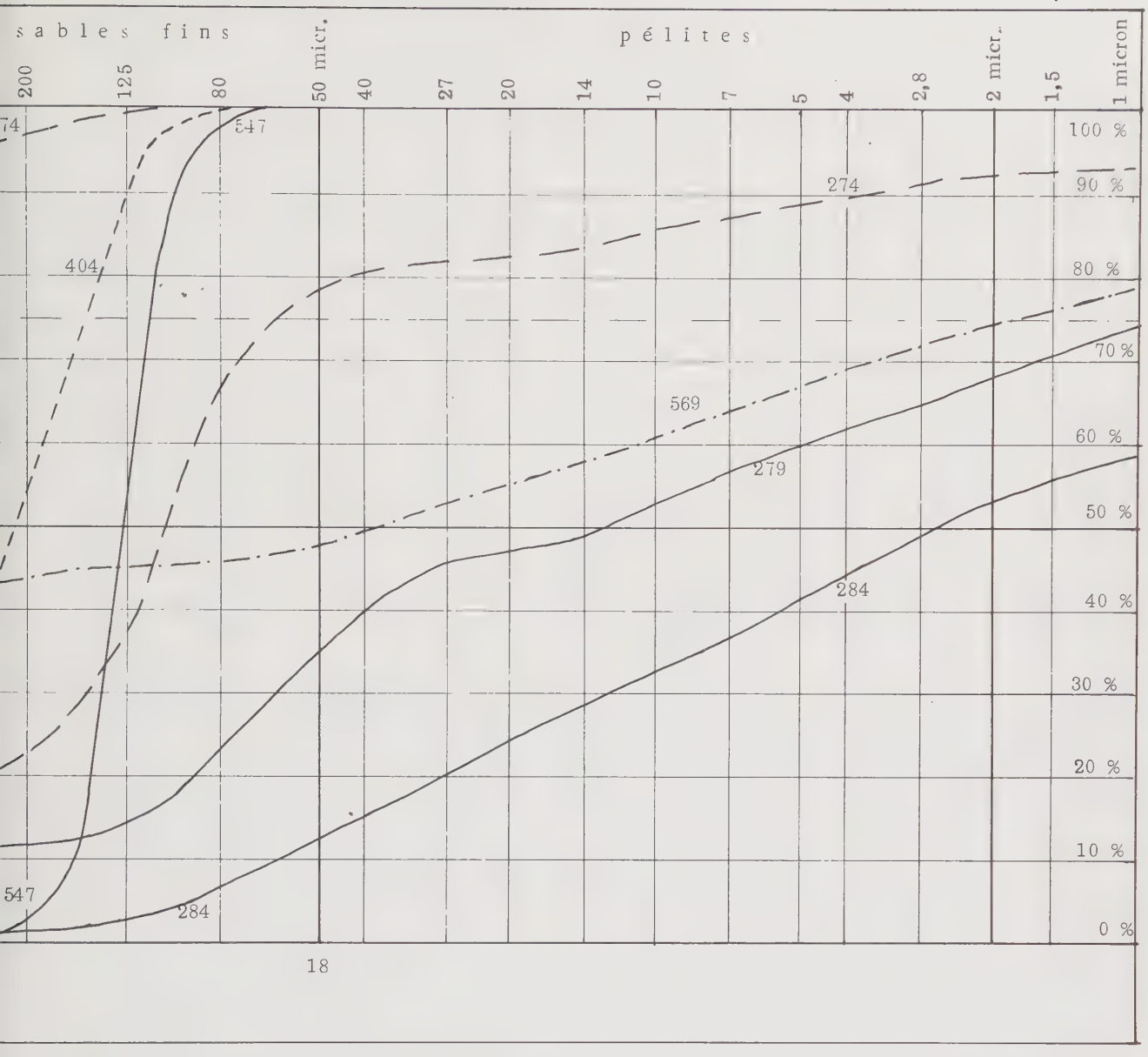


Fig. 62 - Retrograde cumulative granulometric curves, in mono-logarithmic scale, of some presently deposited sediments.

547 - Fonds de 47 m sous Penmarc'h (cf. fig. 16, p. 27) : sable fin gris dur, très bien trié malgré la profondeur en raison de l'exposition des lieux.

274 - Fonds de 27 m à l'Ouest de Trévignon : Sable fin envasé, à 20 % de pélites (faciès dit "Sable vaseux à maldanés").

569 - Fonds de 90 m au pied de Karreg Koat Kersaoz : Colluvions de pied de roche (avec miettes de calcaire taraudé, cf. p. 134), envasés à 50 %.

279 - Fonds de 27 m à l'Est de l'Ile aux Moutons : 10 % de graviers ayant franchi en roulage sur le fond la passe de l'Ile aux Moutons, 30 % de sablons l'ayant franchi en suspension (cf. p. 82), le tout envasé à 60 % (faciès dit "Vase compacte à Haploops").

284 - Fonds de 28 m près de la Tourelle des Soldats : Vase fine à 87 % de pélites, le reste étant des sablons ; dépôt de décantation presque pur ; ce sédiment est acoustiquement transparent.

SECTION III

LES TRANSPORTS DE GRAVIERS ET DE GALETS

Les graviers sont les éléments meubles dont la largeur est comprise entre 2 mm et 2 cm ; les galets sont les éléments meubles et arrondis de plus de 2 cm de largeur, tandis que le terme de cailloux désigne les éléments anguleux de même dimension (cf. pp. 242-243). Cette classe dimensionnelle englobe également les grandes coquilles (coques, huîtres, Glycymeris), les autres grands débris organogènes (bryozoaires, branches de corail jaune, maerl) et des éléments anthropiques (mâchefer, tessons de bouteilles, etc...). Les débris plus petits sont associés à la classe des graviers.

La mise en mouvement de ces éléments par les courants actuels, par roulage ou par saltation sur le fond, est aussi difficile à démontrer que celle des sables. Le cas des banquettes de cailloux et de grandes coquilles autour des roches profondes (cf. éch. 569, fig. 62, pp. 120-121) n'est pas convaincant parce qu'elles peuvent remonter à une époque où le niveau de la mer était plus bas qu'aujourd'hui. Les seules migrations actuelles qui soient bien attestées concernent des régions peu ou assez peu profondes : d'une part l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, le long duquel remontent, depuis le gisement situé entre 55 et 63 m de profondeur, les produits du démantèlement des chicots de gravelle quaternaire consolidée (cf. éch. 577 et 279, fig. 62, pp. 120-121) ; d'autre part les flancs des terrasses à maerl, qui s'éboulent vers les vasières qu'ils dominent, en donnant, en réflexion sismique (fig. 63, ci-dessous),

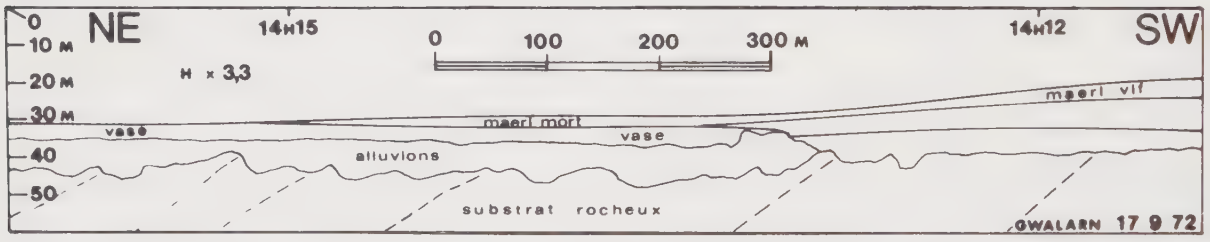


Fig. 63 - Le rebord de la terrasse à maerl, au Nord de Penfret, d'après un profil en réflexion sismique.
The edge of the calcareous algae platform, North of Penfret, interpreted from a sismic reflexion profile.
L = 1/6700 ; H = 1/2 000 ; H x 3,3.

d'intéressants exemples de fossilisation du bord de la vasière par le maerl mort provenant de la terrasse ; sur ce profil, levé le long de l'axe Guiriden - Trévignon, le flanc de la terrasse à maerl s'abaisse, par une pente maximale de 3 %, depuis les fonds de 15 ou 16 m où le maerl est parfaitement vivant et se reproduit assez bien, vers ceux de 30 m qui constituent à peu près sa limite inférieure de survie. Au-delà, on drague un maerl envasé, mort (quelques rares individus survivent en émettant des bras grêles et démesurément longs, comme pour aller chercher la lumière hors de la vase), dont les profils sismiques montrent qu'il n'a que deux ou trois mètres d'épaisseur et masque un substrat de même nature que la vase sableuse, sans maerl, qui affleure un peu plus loin. Cette "banquette" de maerl mort a 300 ou 400 m de large, elle est pratiquement horizontale (même sur la bande de sondage où pourtant les hauteurs sont exagérées 36 fois) ; les débris qui forment sa bordure extérieure ont donc pu être transportés sur une pente infime, dans un secteur protégé contre les houles du large, par 30 m de fond.

Un autre exemple de la mobilité du maerl (la plupart des individus de cette algue entrent dans la catégorie des graviers ; les plus gros seuls dépassent 2 cm de largeur et sont à classer parmi les "galets") est fourni par la topographie accidentée des terrasses à maerl, qui sont affectées sur leurs flancs et dans une certaine mesure à leur surface par des vallées qui ne peuvent évidemment pas dater d'une phase d'émersion, puisqu'elles ravinent l'accumulation organogène actuelle. Sur la fig. 64, p. 123, j'ai cartographié la terrasse à maerl située entre la Pointe de Trévignon (à l'extrême droite de la figure, indiquée par T) et la Pointe de la Jument (J, sur la fig. 64) sur le flanc Est de la Baie de Concarneau. Le rebord de la terrasse (qui se tient généralement vers 11 m, car en raison des nombreux écueils signalés par la Tourelle des Soldats - S sur la fig. 64 - le maerl est moins intensément exploité ici qu'au Nord des Iles de Glénan où son rebord n'est plus maintenant qu'à 13 ou 14 m, parfois 15 ou 16) est en barbules, et le pied du versant, qui marque, vers 25 ou 26 m, le contact avec la vasière, est en pointillé. C'est ce versant qui est entaillé par des vallées assez bien dessinées, dont j'ignore l'origine précise, mais qui me

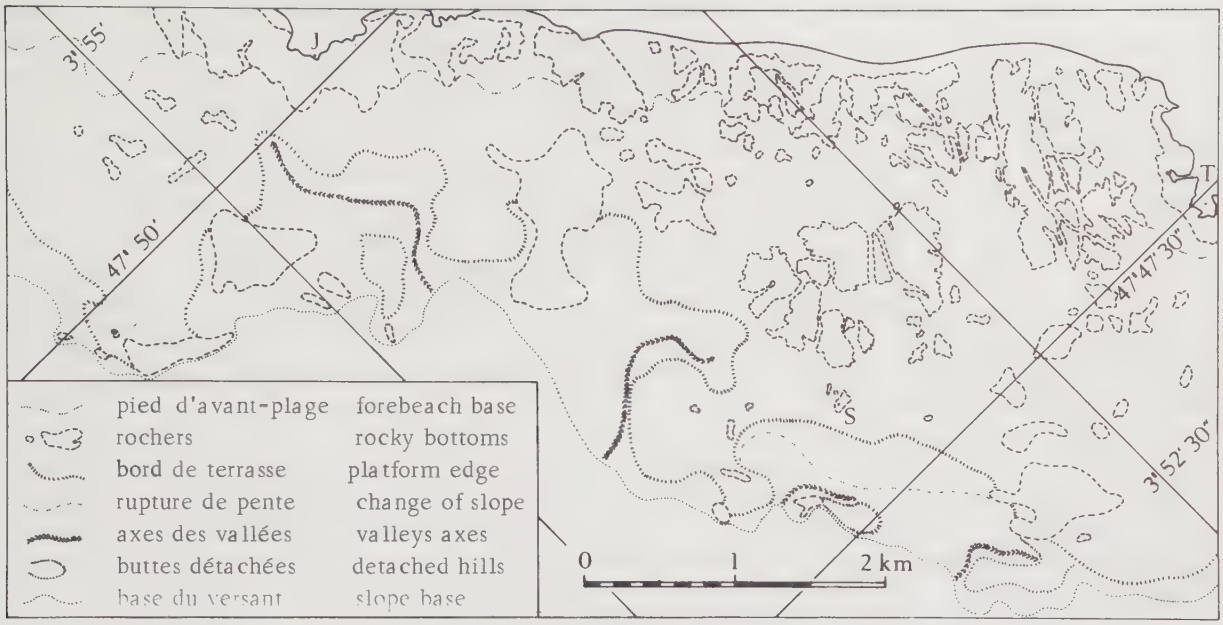


Fig. 64 - La terrasse à maerl au Nord-Ouest de Trévignon, esquisse géomorphologique. 1 / 50 000.
Calcareous algae platform, North-West of Trévignon, geomorphological sketch.

paraissent susceptibles de servir de voies d'écoulement pour les courants de retour ; elles sont tapissées, comme l'ensemble de l'aire à maerl, par des lithothamniées vivantes, et tendent, par conséquent, à se combler. Le fait qu'elles perdurent malgré cette tendance au comblement implique qu'elles subissent de temps à autre une chasse qui évacue vers le large du maerl vivant et mort, qui va s'envaser en contre-bas. Il est probable que ces chasses sont l'effet des courants de retour, car l'afflux d'eau vers les plages au Nord-Ouest de Trévignon est important par gros temps, ce littoral faisant face aux passes entre Glénan et Ile aux Moutons, par où entrent en Baie de Concarneau les tempêtes de Sud-Ouest.

Ces mêmes terrasses à maerl sont le siège de remaniements superficiels par les houles. Les conséquences de tels remaniements ont été observées, en plongée, le 14 Septembre 1967 par les biologistes de l'équipe Drach (Annie Fey-Castric, Annie Descatoire-Girard, Panchika Laffargue) à proximité de la tourelle des Soldats (marquée S sur la fig. 64). Le maerl était façonné en grandes rides d'environ 1,60 m de longueur d'onde, de 30 à 40 cm de hauteur, aux crêtes arrondies, faites essentiellement de maerl mort, avec çà et là des individus vivants : il semble qu'une récente tempête avait bouleversé le maerl, le brassant sur une certaine épaisseur, enfouissant bien des individus vivants, et ramenant les morts en surface. Même si la profondeur n'est ici que de 12 m (sous les plus basses mers possibles), l'importance du bouleversement montre que la compétence des houles ne diminue pas, en profondeur, aussi vite que beaucoup le disent. Faute d'avoir pu réitérer les plongées sur le même site les années suivantes, il n'est pas possible de dire combien de temps met la terrasse à maerl à se remettre d'un tel bouleversement ; mais il est sûr qu'il serait souhaitable, quand par de telles catastrophes le nombre de reproducteurs est réduit en surface dans de telles proportions, d'interrompre l'exploitation des bancs.

Pour les galets, les indices de transport sont plus rares encore. On peut savoir si un galet est mobile grâce aux encroûtements qui peuvent se former à la surface de ces éléments : revêtements continus par des lithophylliées, ou constructions éparses par des serpules. Les lithophylliées ne couvrent que la face du galet qui reçoit la lumière ; la plupart des espèces de serpules vivent également sur la face baignée par l'eau ; la face enfouie dans le sédiment meuble environnant est donc vierge de tels encroûtements, sauf de la part de rares espèces de serpules qui s'installent sur cette face. Il en résulte qu'un retournement du galet entraîne la mort des organismes qui y sont fixés, et, si le retournement se reproduit fréquemment, l'impossibilité de toute vie fixée. La présence d'encroûtements sur une seule face montre donc que le galet n'est à peu près jamais retourné ; celle d'encroûtements sur les deux faces (à l'état vivant sur l'une, à l'état mort sur l'autre) indique qu'il est arrivé que le galet se retourne, mais que le phénomène est assez rare ; l'absence d'encroûtements montre qu'il bouge trop souvent pour que les êtres fixés puissent s'y développer.

Dans chaque dragage, les dimensions des galets affectés par chacun des types de disposition permettent de définir deux limites de compétence : celle des courants fréquents (survenant plusieurs fois par an), qui interdisent tout encroûtement, et celle des courants rares (survenant à intervalles de quelques années) qui font qu'il existe des restes d'encroûtement sur chaque face. Les cas aberrants (gros galets retournés alors que les petits ne le sont pas) sont dus à l'intervention humaine (passage de chaluts) et l'échantillon est alors récusé. Des animaux fragiles, tels que les hydraires, fixés sur la face supérieure des galets ne permettent pas de reconnaître l'influence des courants rares car les traces de fixation sont trop éphémères, mais peuvent être utilisés pour déterminer la limite de compétence des courants usuels.

Au total, je n'ai que peu d'observations vraiment utilisables, parce que si l'on emploie une drague à sac on rapporte surtout du sable et un faible nombre de galets, alors que si l'on utilise une drague à chaînes on ne rapporte que les "gros" galets et la limite de compétence des courants usuels risque d'échapper. Les dragages utilisables montrent que la compétence n'est pas liée essentiellement à la profondeur, et donc que le rôle des houles est modeste. Par 29 m de fond, sur le flanc Nord du massif des Birvideaux, un galet de 10 cm de large n'était encroûté que sur une seule face, ceux de largeur inférieure à 6,5 cm l'étaient sur les deux faces, ceux de moins de 2 cm ne l'étaient pas du tout ; par contre, sur la Gardenne, à 17 m de profondeur, tous les galets n'étaient encroûtés que sur une face, mais il est vrai qu'étant prélevés à la drague à chaînes ils étaient tous "gros". Près de la Basse du Guihel, vers 12 m, le plus gros galet non encroûté avait 5 cm de largeur. Dans l'ombilic de Bénodet, au pied de la Bouée du Coq, les galets de plus de 3,5 cm de large portaient des hydraires, les autres non.

Pour les éléments les plus gros, l'action de l'homme est souvent importante : c'est surtout le chalutage qui est responsable des remaniements qui affectent, sur le plateau continental, les blocs démesurés (plus d'un mètre de large). Ils peuvent être traînés sur le fond par les chaluts, parfois remontés à bord. Dans ce cas, les usages professionnels veulent qu'on ne les rejette pas sur un fond chalutable, mais qu'on attende de passer sur un fond rocheux où ils ne gêneront pas. C'est ainsi que des blocs, peut-être morainiques, de la mer Celtique, rapportés par les chalutiers concarnois, sont parfois rejetés avant l'arrivée au port sur le flanc Est du massif rocheux des Pourceaux. D'autres, provenant de la vasière du large, sont rejetés sur l'échine rocheuse prélittorale, autour de Groix par exemple.

Au total, le problème des transports de sédiments sur la plateforme continentale est loin d'être résolu : si des arguments sérieux donnent à penser que leurs déplacements sont fréquents, et portent parfois sur de longues distances, aucune preuve incontestable du mouvement des sables, graviers et galets à des profondeurs dépassant 50 m n'a pu être rapportée. La thèse de l'instabilité générale des sédiments mérite pourtant d'être soigneusement vérifiée, car elle est de grande conséquence : si, en effet, les sédiments vont et viennent sur le plateau continental, ils sont, dans leurs errances, conduits un jour ou l'autre sur le seuil du fatal précipice d'où l'on ne revient pas : l'accore. Une exportation continue dépouille donc la plateforme continentale de ses sédiments, tandis que s'enrichissent l'escarpement continental et la plaine abyssale. Certes, la couverture sédimentaire meuble n'est pas actuellement insignifiante. C'est donc que les apports compensent, au moins en partie, les départs, et la nappe de sédiments en transit suffit à voiler de larges étendues.

Mais s'il y a errances et exportation (et la constatation d'une sédimentation active sur l'escarpement et la plaine abyssale oblige quand même à considérer l'exportation comme hautement probable), celà implique que la composition de la masse sédimentaire se modifie peu-à-peu, la part des sables hérités, qui ne se renouvellent pas, diminuant progressivement au profit de la part des sables organogènes.

C'est là une évolution logique, et conforme à ce que les séries géologiques nous enseignent de l'évolution des sédiments des mers épicontinentales : en début de transgression les éléments détritiques sont abondants, mais ils cèdent peu-à-peu la place aux éléments biogènes, et ce d'autant plus vite que les processus de transport sont plus actifs et que la proximité de l'accore est plus grande. Dans la région étudiée, et au stade où nous en sommes actuellement de l'évolution post-flandrienne, les teneurs en sédiments biogènes expriment, dans une certaine mesure, le degré d'avancement de l'évolution de chaque zone.

Chapitre IV

L'érosion sous-marine

Résumé. Le transport des sédiments laisse sur place les éléments grossiers et la rugosité accrue du fond accentue la turbulence, donc l'érosion ; sur les fonds rocheux, l'abrasion par les particules en transit affecte surtout le pied des roches isolées, et la surface des grands versants faisant face au large. Sur les roches calcaires, l'érosion par les êtres vivants, surtout grâce au taraudage par les animaux foreurs, est de loin la plus efficace ; de plus, la présence d'une vie benthique développée semble favoriser leur érosion chimique. Enfin, sur les fonds de pêche et dans les zones prélittorales où l'on exploite les sédiments, l'intervention de l'homme, quoique récente, semble donner une nouvelle vigueur aux processus d'érosion, et engendrer une rapide évolution des fonds.

L'existence d'une érosion sous-marine est assez fréquemment mise en doute, ou bien n'est admise volontiers qu'aux dépens des sédiments. Ce n'est que pour les canyons de l'escarpement continental que le consensus se fait pour reconnaître qu'après tout il est plus facile d'expliquer les faits qu'on y constate par une érosion actuelle que par tout autre processus. Aussi ai-je entamé ce travail, il y a une dizaine d'années, avec la ferme conviction qu'une érosion sous-marine appréciable était impensable.

J'ai largement changé d'avis depuis, mais trop tard pour consacrer un temps de terrain suffisant à la recherche de démonstrations incontestables de l'efficacité de cette érosion. Comme les précédents, ce chapitre risque donc d'être plutôt un programme de travail pour l'avenir que le bilan de résultats acquis.

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'érosion sous-marine comporte trois types de modalités, d'efficacité inégale selon le site, la lithologie et la profondeur : l'érosion mécanique, s'exerçant sur les sédiments et sur la roche en place (et, dans ce cas, surtout efficace quand l'eau courante est armée de particules solides) s'exerce plus particulièrement le long des itinéraires préférentiels des courants ou, aux moyennes profondeurs, sur les versants exposés aux houles du large ; l'érosion biologique et l'érosion chimique (qui semble souvent directement liée à la présence d'organismes vivants) s'exercent essentiellement aux dépens des roches calcaires ; l'érosion anthropique affecte d'une part les fonds de pêche, d'autre part les masses sédimentaires prélittorales.

SECTION I
L'EROSION MECANIQUE

L'eau propre n'est susceptible d'agir sur les roches que lorsque l'énergie cinétique qui l'anime est concentrée dans l'espace ou dans le temps, ce qui peut être le cas pour les houles. Mais lorsqu'elle met en route des sédiments (voir le chapitre précédent), elle dispose d'une arme qui permet même à des courants relativement réguliers et affectant de grandes étendues, comme les courants de marée, d'attaquer les roches les plus dures. On examinera donc successivement les moyens d'action de l'eau propre, les conséquences de la mise en route des sédiments, et celles de leur frottement contre les roches.

§ 1. LE CHOC DES EAUX.

L'énergie impliquée par les courants de marée et par les houles est considérable ; elle doit être dépensée sur le fond ou sur le littoral, mais dans le cas des courants de marée la dépense est diffuse, puisqu'étalée aussi bien dans le temps que dans l'espace ; aussi n'est-il guère possible d'envisager, même dans le cas des ombilics situés dans les goulets de marée, que la roche saine en place puisse être affectée par le seul passage de l'eau propre.

Dans le cas des houles, au contraire, des pressions instantanées extrêmement élevées peuvent être exercées sur les parois qui font face au large, et exploiter les diaclases de la roche, les élargir progressivement, séparer les blocs dans un ultime coup de bélier, et disperser à l'entour les blocs issus de cette fragmentation. Ces processus, connus à peu près correctement dans les milieux inter- et supra-tidal, le sont moins en pays submergé, à cause des difficultés d'observation directe par gros temps. Ils y sont d'ailleurs probablement beaucoup moins vigoureux, puisque le déplacement des particules du fait de la houle est bien moindre en profondeur. Le choc de la houle n'est cependant pas à négliger sur les parois raides qui lui font face, et c'est ce qui explique le parfait dégagement, maintes fois signalé par les plongeurs, des surfaces rocheuses au flanc des écueils qui forment la bordure méridionale des Iles de Glénan : aucune particule minérale libre ne s'y maintient, aucun fragment rocheux pourri ou ébranlé non plus, et seule la roche saine peut faire front, emballée, il est vrai, dans des algues aimant vivre dans ce mode battu.

De même, les flancs du massif de la Basse Jaune sont constitués par un chaos de boules de granite, sans sédiment intercalaire, où la pente d'équilibre a été atteinte par déchaussage successif de tous les blocs diaclasés, puis par déplacement des boules jusque dans des situations stables.

Il est donc inexact de croire qu'il n'y a d'érosion mécanique qu'en présence de sédiments libres armant la masse d'eau en mouvement : par sa seule énergie cinétique, celle-ci peut déchausser tout ce qui n'est pas solidement fixé, et assurer le parfait dégagement du noyau de roche saine. Mais contre ce noyau elle ne peut rien, dès lors qu'il n'est ni altéré ni fissuré, et l'action mécanique ne pourra reprendre que lorsque d'autres agents d'érosion auront désagrégé certains éléments, ouvert de nouvelles fissures.

§ 2. L'EROSION DES SEDIMENTS.

Dans les sédiments meubles, ou dans ceux qui ne sont consolidés que par la présence d'une matrice fine n'ayant pas subi encore de diagénèse, l'érosion n'est que la mise en route d'un transport, et le chapitre précédent a traité des agents responsables et des modalités de cette mise en route. Ses conséquences restent cependant à voir, et, en particulier, ce qui reste après le départ des particules les plus fines, quels reliefs les sédiments plus grossiers qui subsistent permettent, et quels effets peuvent avoir sur le substrat les déplacements alternatifs de sédiments, là où il s'en produit. Ce dernier point fera l'objet du § 3.

Le départ des particules fines restées en surface aboutit à un "vannage" du sédiment, dont la taille moyenne s'accroît ; il reste donc un "pavement" de matériaux plus grossiers, caractérisés par une courbe granulométrique au faciès de déflation ; les particules marginales, que le courant remue sur place sans pouvoir les transporter réellement, mettent temporairement à nu la matrice des couches immédiatement sous-jacentes, laquelle est exportée à son tour ; au total, le remaniement "superficiel" peut affecter plusieurs centimètres ou plusieurs décimètres. C'est sur cette épaisseur que le sédiment est débarrassé de ses particules fines, comme le prouve le fait que les prélèvements opérés à la drague Rallier du Baty, qui s'enfonce d'une quinzaine de centimètres en général, ne comportent que très rarement des mélanges de sédiment (et, lorsqu'il y en a, ces mélanges ont une autre origine : ils sont dus

à l'arrivée d'un voile de sédiments fins sur un substrat plus grossier : voir, par exemple p. 119, et fig. 61, p. 118, les échantillons 1087 et 1088, ainsi que l'éch. 577, fig. 62, pp. 120-121).

La modification de la texture du sédiment entraîne celle des pentes possibles : alors que les sédiments riches en pélites ne peuvent guère former de pentes appréciables (cf. p. 80), les sables grossiers et les graviers le permettent. Les zones nettoyées par les courants ont donc souvent un relief plus énergique, soit qu'elles forment des ombilics ("trous-cailloux") au milieu de la vasière lorsque leur balayage est dû à la concentration des courants de marée, soit que, plus fréquemment, elles dominent la vasière de quelques décimètres, parfois quelques mètres, quand le frottement des houles longues (cf. p. 101) a été déterminant. C'est donc sur ces collines que le pavement de particules grossières se rencontre le plus fréquemment (voir la carte de la fig. 30, p. 47) ; il existe également dans les zones où se concentrent les courants de retour, ce qui est particulièrement net sur les avant-plages (cf. p. 98, et fig. 52 à 54, p. 99) où les pavements de sable grossier jalonnent les itinéraires des courants d'arrachement ; cela doit exister aussi au large, dans les vallées submergées que suivent, à mon avis, les grands courants de retour (cf. p. 108) ; il serait intéressant d'opérer, dans l'axe même de l'une de ces vallées, à la veille, puis au lendemain, des grandes tempêtes génératrices d'afflux d'eau à la côte, des dragages comparatifs pour observer les modifications du fond, ainsi que d'échantillonner à maillage très serré (par des dragages, ou mieux des carottages, localisés avec le plus de précision possible, au Toran par exemple) le fond de ces vallées pour préciser l'emplacement des chenaux empruntés par ces courants.

Les canyons de l'escarpement continental, qui prolongent (cf. fig. 27, p. 60) les vallées du plateau, sont eux aussi les itinéraires de courants épisodiques qui ne sont peut-être que l'ultime manifestation des courants de retour ; là aussi, la transformation occasionnelle des courants médiocres qui les parcourent en général (dans l'un et l'autre sens, si l'on peut étendre à cette région-ci les observations faites récemment « 1 » dans le canyon de l'Hudson) en courants violents vers l'aval entraîne la mise en route de sédiments, mais, semble-t-il, avec un déplacement important même aux tailles assez grandes ; malgré le grand espacement des prélèvements opérés sur le fond à proximité des axes de vallées (cf. p. 68), on peut penser que le contact entre le lit affecté par les écoulements et les flancs qui n'évoluent que par glissements en masse se fait de façon brusque, ce qui rendrait compte de la forme en auge des fonds de canyons.

Sur le plateau continental, l'exportation des particules les plus fines et le remaniement des particules grossières restées à peu près en place provoque la transformation d'un fond lisse, sur lequel la turbulence était peut-être atténuée, donc de faible compétence, en un fond plus rugueux au-dessus duquel se développe une turbulence accrue, et où, en tout cas, les particules grossières qui le tapissent font saillie jusque dans une couche d'eau plus rapide que celle qui frottait auparavant sur le fond lisse. La mise en route d'une érosion différentielle de la matrice déclenche donc une modification des conditions hydrodynamiques, telle que le phénomène se développe plus que les conditions initiales n'auraient permis de l'envisager. C'est pourquoi, sur les marges de la vasière du large, le passage latéral des vases aux sables s'effectue sur une courte distance, car les régions où le courant parvient à dépasser le seuil de dévasage sont tout de suite très vigoureusement nettoyées. Il en va probablement de même pour le passage saisonnier des sables aux vases dans les régions marginales de la grande vasière ; c'est du moins l'impression que donne la comparaison des dragages réitérés que l'on opère actuellement, aussi souvent que l'occasion s'en présente, en dix points choisis sur les parties les plus monotones des interfluves. Mais les dragages actuels sont trop espacés dans le temps, et il faudrait faire en ces dix points, à la saison critique du passage d'un régime à l'autre, des prélèvements hebdomadaires afin de mesurer la vitesse de transformation du fond (cf. fig. 66, p. 131).

L'érosion, telle qu'elle semble s'opérer sur la vasière du large, est un phénomène réversible quand elle affecte les sédiments. Ici, l'érosion automnale semble compensée par le dépôt printanier et estival. Mais il en va différemment sur le plateau continental le plus externe, où les mouvements de sédiment qui se font vers le large (j'ai indiqué p. 93 que, dans l'état actuel des mesures de courant, le jusant semble généralement plus compétent que le flot) sont irréversibles parce que les particules tombent dans l'abîme une fois l'accore franchie (là, du moins, où, comme c'est le cas le plus fréquent,

1 - Keller (George H.), Lambert (Douglas), Rowe (Gilbert) et Staresinic (Nicholas), 1973, Bottom currents in the Hudson Canyon, Sci., 180 (4082) : 181-183.

l'accore est brutale, car ce serait moins vrai dans les rares interfluves où a été conservée une pente générale convexe). L'érosion exercée aux dépens des sédiments du plateau le plus externe les dépouille donc définitivement de leur fraction fine, et c'est pourquoi les accumulations qui jalonnent l'accore sont particulièrement grossières, puisque les galets y dominent, associés aux graviers, mais pratiquement sans sable, sauf dans les dépressions abritées. Ce n'est que sur les interfluves (cf. fig. 60, p. 118) que l'on drague des sédiments fins, dont je pense qu'ils sont actuellement en cours de transit, et qui ne paraissent recouvrir que d'un voile mince, et peut-être discontinu, des accumulations plus anciennes (mais peut-être pas véritablement "reliques") faites de graviers et de menus galets.

§ 3. L'ABRASION SOUS-MARINE.

La charge sédimentaire obtenue par l'érosion des sédiments permet à l'eau d'exercer une abrasion sur les parois ou les fonds rocheux. Il suffit pour cela que les particules solides aient une inertie suffisante pour ne pas partager toutes les sinuosités du filet d'eau le long de la surface rocheuse, et une vitesse de chute assez élevée pour être ramenées au ras du fond chaque fois que la turbulence les en éloigne. C'est dire que les particules les plus fines, transportées en suspension et épousant tous les mouvements de l'eau, ne sont guère susceptibles d'attaquer le fond ou les parois. Il faut donc, pour qu'une abrasion soit possible, que les vitesses instantanées de l'eau soient suffisantes pour mettre et maintenir en mouvement des particules de la taille des sables grossiers et moyens, des graviers ou des galets.

Aussi l'étude de l'abrasion marine présente-t-elle les mêmes problèmes méthodologiques et techniques que celle des déplacements de sédiments. Faute de pouvoir espérer résoudre ces problèmes avec les moyens actuels, j'indiquerai donc simplement de quels types d'abrasion j'ai pu (ou cru pouvoir) observer les traces et dans quels types de régions on rencontre ces traces d'une abrasion supposée actuelle.

A. Types d'abrasion sous-marine.

L'abrasion observée affecte trois types de sites : d'une part les bases de parois en forte pente, à la périphérie de chicots rocheux isolés au milieu des nappes sédimentaires, surtout là où ces roches sont de petite taille et détournent localement un courant au ras du fond, mais aussi au flanc de massifs importants par-dessus lesquels les courants s'élèvent en faisant tournoyer leur charge solide devant la roche ; en second lieu la surface des étendues rocheuses peu saillantes, surtout quand elles sont vastes et que les courants peuvent y faire circuler des sédiments grossiers empruntés aux nappes sédimentaires voisines ; enfin les dépressions accidentelles des grands massifs rocheux, lorsque ces dépressions captent des éléments meubles qui y tournoyent.

a) Les petites roches isolées au milieu d'étendues sédimentaires parcourues par des courants assez vifs pour transporter des sables ou des graviers en saltation ou en roulage portent, au rapport des plongeurs, les traces d'un polissage apparent dans les premiers centimètres au-dessus du fond (parfois les premiers décimètres). Ce fait, comparable à ce que l'on observe pour les roches éparses sur les plages, est sans doute, comme sur l'estran, explicable à la fois, mais en proportions différentes selon les lieux, par les alternances d'exhumation et d'inhumation du bas des roches dans le sédiment mobile (ce qui interdit aux organismes vivants d'altérer superficiellement la roche, car les conditions écologiques sont trop variables pour qu'ils puissent s'y maintenir) et par le frottement effectif des particules meubles. Une partie de la rugosité des roches est en effet due à l'occupation de leur surface par des micro-organismes, et le polissage des zones sans micro-organismes est parfois plus apparent que réel.

On doit cependant noter que la présence d'un relief sous-marin entraîne effectivement l'exaspération des mouvements de l'eau. Les phénomènes de cavitation, qui sur les plages témoignent de l'influence des roches éparses et même de celle des gros galets, existent aussi jusqu'à des profondeurs assez importantes (mais nous ne pouvons les déceler au sondeur que s'ils sont de grande dimension). Par exemple, les roches de Baz-an-Ero et des Laouennou, à l'extrémité Sud-Est du massif des Iles de Glénan, dominent de 20 à 30 m un fond sédimentaire meuble, fait surtout de sable grossier coquillier ; ce sable a été modelé par des mouvements de cavitation, qui ont creusé au pied de la roche un sillon de 3 km de long, 300 m de large et 3 m de profondeur ; le déblaiement des sédiments au pied de la roche semble se produire lors des phases de gros temps, et il est sensible jusque dans les fonds de 50 m. Le sédiment qui parvient à rester, dans le sillon, au pied même de la roche forme un pavage plus grossier, qui est probablement inhumé sous des éléments plus fins lorsque le gros temps qui avait déclenché la cavitation s'est calmé. Il est certain, toutefois, que cette reconstruction des processus repose sur un trop petit nombre de données de base, et que pour pouvoir doser les mouvements réels des sédiments des diverses tailles, et notamment pour faire une estimation de leur fréquence, donc de leurs possibilités

d'action abrasive, il faudrait disposer de levés réitérés par divers types de temps, le long de profils bien repérés, fournissant à la fois la topographie et la nature des sédiments.

Un facteur favorable à l'attaque des pieds de roche est le fait qu'ils sont généralement entourés par des ourlets de débris généralement peu émoussés, mais qui portent presque toujours des traces de chocs et de frottements qui interdisent de les considérer comme totalement immobiles. Fréquemment, on peut tracer une limite dimensionnelle parmi ces débris, entre les cailloux les plus gros où les traces de frottement sont rares et qui portent des animaux fixés (des hydraires, par exemple) dont l'âge maximal donnerait une idée de la fréquence du déplacement des cailloux si on avait un moyen commode de déterminer l'âge des hydraires, et d'autre part les cailloux plus petits et les graviers, trop souvent retournés pour porter une épifaune. Il en résulte que beaucoup de ces cailloux de pied de roche sont actuellement mobilisables et peuvent éroder la roche voisine. Mais on ne peut affirmer que les encoches qui ont parfois été signalées sur les roches soient actuelles, car il est au moins aussi plausible qu'elles aient été façonnées lors de périodes où le niveau de la mer était plus bas qu'aujourd'hui, et leur fraîcheur apparente (notamment l'absence de vie fixée dans l'encoche) peut ne refléter que l'entretien épisodique d'une forme héritée.

Un des moyens de mettre en évidence le façonnement actuel d'encoches est d'immerger des roches artificielles ; les corps-morts des bouées sont trop rarement relevés pour qu'on puisse faire sur eux des observations systématiques ; mais des habitats artificiels pour poissons et crustacés ayant été immergés au large de Port-Manec'h, par 18 m de fond (cf. fig. 17, p. 28) leur visite régulière en plongée par des biologistes a permis de constater que le sédiment avoisinant (un sable grossier dont une partie est faite de quartz provenant de la désagrégation des granites voisins) varie substantiellement dans son niveau tout autour des blocs (les variations atteignant une quinzaine de centimètres) ; il sera intéressant de voir si les mouvements de ce sable seront capables de façonner dans le béton de ces blocs des encoches appréciables en un temps assez court ; si oui, il faudra mettre en place d'autres blocs, à des profondeurs plus grandes, pour savoir jusqu'où ces processus se manifestent.

Sur certaines roches, le sapement à la base peut déclencher des phénomènes plus amples. Dans les calcaires éocènes situés au Sud-Est de la Pointe de Gâvres, une eau particuliérement limpide m'a permis un jour de voir (sous 18 m d'eau, par 14 m de profondeur sous les plus basses mers) le déchaussement des bancs calcaires en faible pendage, par la destruction des lits de sable à nummulites qui les séparent et qui, très imparfaitement consolidés, sont facilement désagrégés par l'impact des particules transportées par les courants. Les bancs calcaires, ainsi mis en surplomb, libèrent des éléments assez gros, anguleux au départ, mais bientôt émoussés par le passage des sédiments.

b) A la surface des étendues rocheuses, le va-et-vient des matériaux meubles façonne surtout les plateformes en médiocre pente, lorsque d'un côté au moins elles dominent de peu les nappes sédimentaires environnantes. J'en connais deux exemples. C'est d'une part le groupe des affleurements de grès quaternaire situés à l'entrée de l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, par 55 à 63 m de fond, entre les Bluiniers et les Roches Suettes de Lesconil. A l'Est, ces affleurements retiennent la rampe de sable grossier et de gravier, sur laquelle les transformations saisonnières des fonds (cf. p. 82) ont montré la mobilité des sables. Pendant les périodes de démaigrissement du haut de la rampe, les sables sont ramenés vers la barrière de grès quaternaire, dont les couches plongent vers l'Est, et circulent sur les lambeaux de surfaces substructurales qui forment des replats au sommet des plus vastes des roches. Les irrégularités de ces surfaces canalisent le transit des sédiments, et le long des itinéraires les plus fréquentés des sortes d'auges ont été façonnées.

D'autre part, sur une plus grande étendue, les micaschistes du Sud et du Sud-Ouest de Groix, entre les fonds de 35 m et ceux de 55 m, ont été façonnés en un versant régulier légérement concave (cf. p. 17) à pente très modérée (0,5 % en haut, 0,2 % en bas) qui est hérissé de petits pointements rocheux et tapissé de cailloux de quartz peu émoussés, issus de la désagrégation des micaschistes. Ce versant bute, à son sommet, contre un abrupt haut de 3 à 8 m, au-delà duquel des fonds rocheux très irréguliers s'étendent jusqu'à la côte ; cet abrupt semble reprendre, dans la plupart des cas, le niveau et le tracé de l'un des littoraux à falaises (cf. 3ème partie, chapitre I, fig. 86, p. 188) de 41, 49 et 55 m. En bas, la régularité du versant se prolonge au-delà des affleurements rocheux, sur les sédiments, d'abord caillouteux, puis de plus en plus fins vers le large, qui forment la transition avec la vasière. Ces versants rappellent donc, par leur légère concavité, par la présence d'un abrupt sommital et par leur prolongement dans l'accumulation sédimentaire en contre-bas, les glacis méditerranéens. Mais ils en diffèrent fondamentalement par leurs pentes dix fois plus faibles. Nulle part, en milieu émergé, on ne voit se former de versants ayant une disposition analogue avec des pentes aussi faibles, ce qui

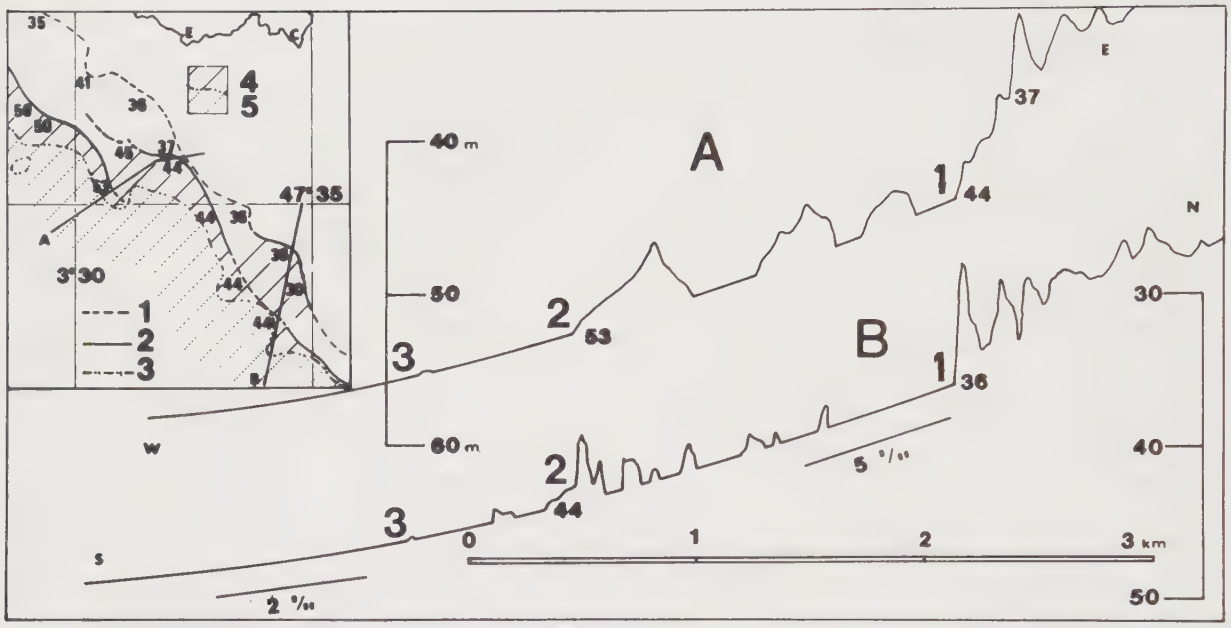


Fig. 65 - Le versant régulier d'abrasion dans les micaschistes, au Sud de Groix. Regular slope carved in micaschists, South of Groix. Calques de bandes de sondage - Tracings of profile records. H x 65. Echelle du carton - Scale of insert : 1 / 200 000. 1 = Falaises mortes - ancient cliffs ; 2 = Abrupt de haut de versant régulier - Scarp backing the regular slope ; 3 = Limite SW des affleurements rocheux - SW limit of rocky bottoms ; 4 = Aire du versant régulier taillé dans la roche - Area with regular slope carved in the rock ; 5 = Aire du versant régulier construit de sédiments - Area with regular slope constructed by sedimentation.

semble donc exclure qu'il puisse s'agir de l'héritage d'une morphogénèse subaérienne.

On ne peut guère non plus attribuer entièrement cette forme à une morphogénèse littorale, malgré son analogie avec les plateformes d'abrasion littorale, parce que ce versant a plusieurs kilomètres de large et 15 à 20 m de dénivellation, ce qui est sans exemple pour des plateformes littorales, qui ne se prolongent guère en-dessous du niveau des plus basses mers. On ne peut cependant nier que les plateformes de ce genre qui ont existé au pied des falaises des littoraux quaternaires précités aient joué au moins un rôle préparatoire, et permis le démantèlement d'une bonne partie du volume rocheux. Mais l'ensemble du versant a une pente trop cohérente pour que cet effet soit dû à la coalescence de plusieurs plateformes façonnées chacune en fonction d'un niveau différent de la mer : à tout le moins, les lambeaux de surfaces ainsi esquissés ont été ensuite réunis en une surface unique, à pente régulièrement décroissante, par un phénomène sous-marin de va-et-vient des cailloux, qui est encore actuel puisqu'aucun des cailloux dragués là ne portait d'épifaune. La couche de sédiment qui voile la roche, et qui doit être toute entière affectée par ces déplacements pour pouvoir exercer une action abrasive, est très peu épaisse, puisqu'elle est indiscernable en réflexion sismique, ce qui, avec le matériel utilisé, implique que son épaisseur est inférieure au mètre. Mais localement elle comble des dépressions du substrat rocheux, et j'ai dit aussi qu'elle s'étend vers le bas jusqu'à la vasière : la régularité actuelle du versant est donc au moins autant un fait d'accumulation qu'un fait d'abrasion. On sait qu'il en est de même sur les glacis méditerranéens, mais aussi sur les plateformes d'abrasion littorale, par exemple sur celles de Saint-Michel-Chef-Chef (Loire-Atlantique) où le même sédiment (cailloux de quartz peu émoussés) circule saisonnièrement sur une roche identique à celle-ci (micaschistes altérés) et y façonne des aplanissements en continuité topographique avec les plages voisines.

c) Des marmites peuvent se former sur des roches irrégulières ; le long du littoral, les marmites sont assez rares, sans doute parce que le matériau s'y prête peu. Elles le sont probablement aussi en profondeur. Un exemple spectaculaire en a cependant été rapporté pour un massif rocheux situé au large des Bluiniers (au Nord-Ouest des Iles de Glénan), face aux houles du large : il y aurait là, vers 28 m de profondeur, une large marmite (2 m de large et 3 m de profondeur, m'a-t-on dit), aux flancs parfaitement polis, dont le fond serait occupé par de gros galets ovales, eux aussi parfaitement lisses et mobi-

les. Les plongeurs qui ont rapporté le fait étaient convaincus que cette marmite fonctionnait actuellement, mais il a été, depuis, impossible de la retrouver et de la photographier, car la position n'avait pas été relevée avec précision.

B. Régions affectées par l'abrasion.

Les différents types d'abrasion ont en commun de ne pouvoir être déclenchés que par des courants assez vifs, de marée ou de retour, et très vraisemblablement turbulents ; on doit donc s'attendre à les rencontrer surtout aux faibles profondeurs, mais rien n'exclut qu'ils existent aussi, moins développés peut-être, sur toute l'étendue de la plateforme continentale.

Les banquettes de cailloux autour des roches ne se rencontrent guère que jusqu'à 100 m de fond (à Karreg Koat Kersaoz), et ce n'est qu'au-dessus de 60 m qu'elles sont surtout composées de cailloutis peu émoussés susceptibles d'être récemment parvenus là et de s'y déplacer encore ; au-delà de 60 m, il existe dans les banquettes (sauf autour de certaines roches dont la lithologie semble favorable à l'émiettement actuel, probablement dû aux organismes perforants) une prédominance de galets roulés, qui sont manifestement hérités. Quant au polissage des bases de roches, il est observé aussi loin que les plongeurs peuvent aller, mais les plongées usuelles ne dépassent pas 45 m, et on ignore ce qui se passe au-delà.

On doit noter que les régions où des traces d'abrasion sont signalées comme paraissant actuelles font toujours face aux houles du large, et ne semblent pas systématiquement liées aux forts courants de marée. Il semble donc que le rôle des houles, qui sont en effet plus susceptibles de produire des chocs ou des frottements répétés le long des parois rocheuses, soit plus grand que celui des courants. Il y a en tout cas une dissymétrie certaine, par exemple sur l'échine rocheuse prélittorale, entre le versant face au large, façonné parfois en "versant régulier" avec une pente faible que les sédiments peuvent monter et descendre, et un semis de chicots rocheux en cours de démantèlement, et le versant face à la côte, ennoyé sous des sédiments épais, souvent des terrasses fluviatiles héritées de la dernière régression et à peu près figées depuis.

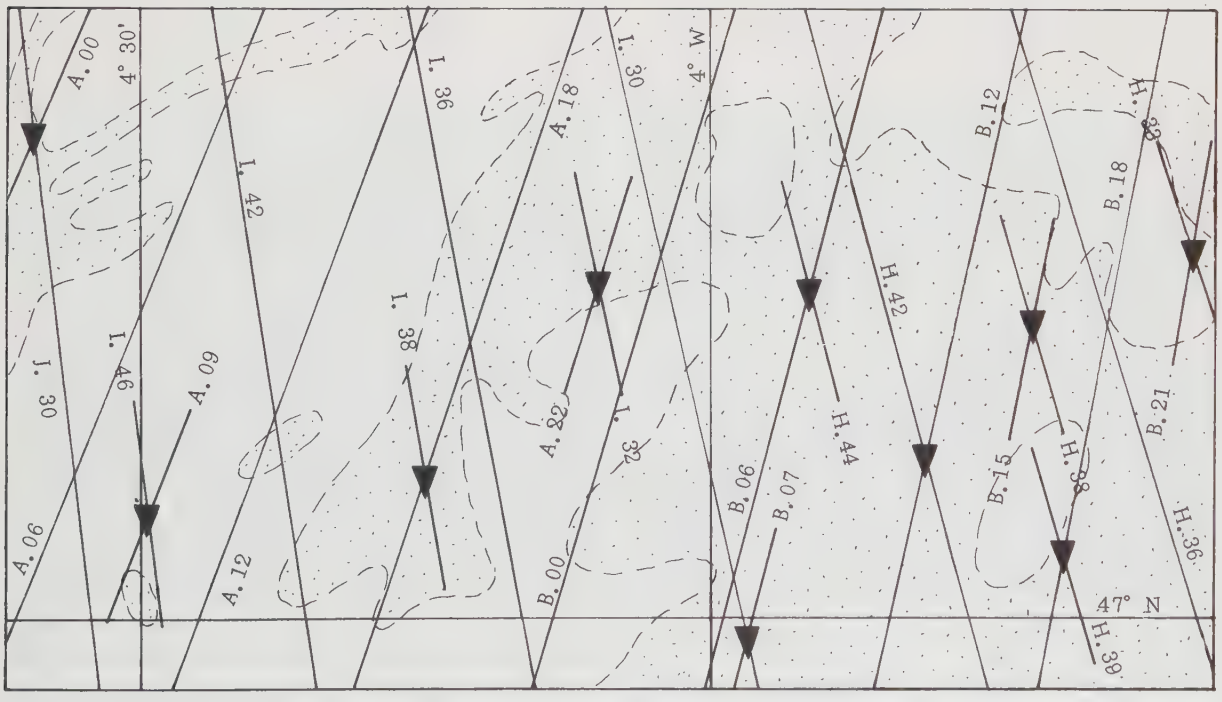


Fig. 66 - Positions Decca des dix points où sont opérés sur la vasière du large des dragages réitérés.
Decca positions of ten places at which reiterated dredgings are made on the outer mud field.
1 / 500 000. Cf. fig. 33, p. 50.

SECTION II
L'EROSION BIOLOGIQUE ET BIO-CHIMIQUE

Si l'on peut discuter de l'âge du façonnement des témoignages d'abrasion marine que l'on rencontre, on ne peut en faire autant pour les témoignages d'action biologique, car on trouve fréquemment les animaux vivants dans le trou qu'ils ont eux-mêmes creusé, et qu'il ne saurait donc être question d'attribuer à leurs ancêtres. Plantes et animaux exercent une action directe sur les roches et les sédiments, et leur font subir des transformations où l'action mécanique et l'action chimique coopèrent au résultat final.

§ 1. L'EROSION BIOLOGIQUE DIRECTE.

Des trois formes que cette érosion comporte : la dissociation des roches litées ou diaclasées, le taraudage des roches calcaires, et le broyage d'éléments superficiels, c'est, de loin, le taraudage qui est le plus efficace, mais il n'affecte que les roches les plus tendres.

A. Dissociation des roches fissurées.

Les roches diaclasées, les roches litées, les roches fissurées, les roches poreuses, bref toutes celles au sein desquelles peut s'insinuer tout ou partie d'un organisme vivant, même si les éléments en paraissent solidement assemblés les uns aux autres, peuvent être dissociées par la croissance de ces organismes intrus. On l'observe couramment en bas d'estran du fait, par exemple, des algues à crampons ou des moules. Il est probable qu'il se produit la même chose plus bas, partout où de tels organismes peuvent s'installer. C'est en tout cas ce que permet de penser l'arrivée occasionnelle, sur les plages, de cailloux et de débris rocheux transportés en flottation par des algues à crampons, quoique de tels apports soient moins abondants sur la côte Sud que sur la côte Nord de la Bretagne. La limite inférieure de cette action doit coïncider à peu près avec la limite inférieure de l'installation de ces algues, vers une trentaine de mètres. Plus bas, elles sont relayées dans cette action par d'autres organismes, mais bien moins abondants et sans doute bien moins efficaces.

Les organismes fixés sur les parois des roches peuvent aussi, lorsque leur emprise sur la roche est solide, aider à l'action purement mécanique des eaux, en faisant office de leviers ; mais il ne semble pas qu'ils exercent d'action par eux-mêmes. C'est le cas de certains bryozoaires, mais aussi du corail jaune (Dendrophyllia cornigera, en breton Crap melen) qui est connu (mais non pas très abondant) sur les roches qui entourent les Iles de Glénan, uniquement dans les eaux froides et obscures des profondeurs supérieures à 55 m. D'autres organismes fixés, par exemple les Serpules (qui existent jusqu'à de grandes profondeurs, 200 m au moins) accroissent par leur présence la rugosité des roches et des cailloux sur lesquels ils se fixent, et donc la prise que l'eau a sur eux.

B. Taraudage des roches tendres.

. Les roches résistantes, granites, micaschistes et grès tertiaires durs, sont indemnes de toute perforation par les animaux foreurs. Parmi les roches tendres, celles qui sont faites exclusivement d'éléments siliceux (certains grès tendres tertiaires, par exemple) sont également à peu près indemnes. Il en va différemment des roches calcaires éocènes, dont presque tous les horizons sont susceptibles d'être attaqués, même les "dolomies azoïques", qui sont pourtant remarquablement dures, et qui, d'ailleurs, ne comportent qu'une faible densité de perforations.

Cette répartition des perforations en fonction de la nature chimique des roches donne à penser que même dans le cas des organismes réputés agir par attaque exclusivement mécanique (Pholas dactylus, Barnea candida, Zirfæa crispata, Pholadidea loscombiana, Saxicava rugosa, Petricola pholadiformis, dont les valves râpent la roche grâce au mouvement de va-et-vient de l'animal dans son trou) il doit exister une part d'action chimique, peut-être au stade initial de l'installation de l'animal, et que les grès restent insensibles à cette action alors que les carbonates les plus résistants finissent par y céder.

Ces diverses variétés de foreurs agissant par action mécanique occupent des situations écologiques variées, en fonction de la profondeur (qui règle à la fois l'éclairement et la répartition des températures), de la charge des eaux en éléments nutritifs, et de leur capacité à se protéger contre l'action antagoniste des organismes constructeurs ou encroûtants. Les cavités observées ne sont pas identiques aux diverses profondeurs, variant selon l'espèce responsable ; mais il n'a pas été possible de définir l'évolution de leur densité en fonction de la profondeur.

Dans le cas des organismes encroûtants, au contraire, l'abondance des individus diminue fortement avec la profondeur (notamment du fait que les encroûtements sont souvent opérés par des algues photophiles - Lithophyllum spp.) et il en est de même, à un moindre degré, pour les organismes constructeurs, car les espèces profondes semblent moins actives, chez les Serpules par exemple, que les espèces des faibles profondeurs.

Le foreur le plus efficace semble être Gastrochaena dubia (voir les figures 67 et 68, ci-dessous) qui procède par l'attaque chimique des roches calcaires ; sa coquille, très fragile pourtant, est elle-même protégée de l'attaque chimique par un périostracum très épais. Il creuse, à peu près perpendiculairement à la paroi rocheuse, des cavités oblongues (différentes de celles, presque cylindriques, des Pholades), longues de 3 à 5 cm chez l'adulte, et dont la section, circulaire, varie de 8 à 15 mm de diamètre avec une entrée nettement rétrécie, de telle sorte qu'après la mort de l'animal les deux valves de sa coquille restent prisonnières de la cavité. Celle-ci, partie de la surface lorsque l'animal est tout petit, se développe en profondeur et en largeur, et recoupe parfois des cavités antérieures encore occupées ou déjà vides. J'ignore ce qui se passe lorsque deux individus vivants sont ainsi en concurrence ; mais quand la cavité en cours de creusement rencontre une cavité vide, l'animal construit, à l'aide des débris sédimentaires qui sont à sa portée, une paroi artificielle d'un millimètre d'épaisseur environ, enduite à l'intérieur d'une sorte de nacre, mais qui s'incorpore à la roche et ne doit pas être confondue avec la coquille.

On rencontre également des cavités plus longues, plus étroites, plus régulièrement calibrées, souvent sinueuses, dont une partie au moins est subparallèles à la paroi, et qui sont l'œuvre de vers foreurs (Dodecaceria concharum) qui semblent contourner soigneusement les cavités déjà existantes.

A côté de ces "grandes" cavités, il en existe une multitude de petites, dues à des animaux ou à des végétaux de moindre taille. Parmi eux, les cliones, éponges perforantes, sont ici représentées par l'espèce Cliona celata, qui existe jusque vers 200 m de profondeur. Sont également abondants les polychètes (Polydora spp.) caractérisés par leurs tubes en U.

Aux faibles profondeurs, sur les calcaires de la Gardenne, par exemple (au Sud et au Sud-Est de Gâvres), l'activité des foreurs est fortement réduite au profit de celle des constructeurs : les cavités sont moins grandes, moins nombreuses, et plus souvent vides ; beaucoup d'entre elles ne sont discernables que lorsqu'on tranche la roche, car leurs issues ont été colmatées par les organismes constructeurs ; avant cette dernière étape, elles avaient été colonisées par toutes sortes d'organismes (petits co-

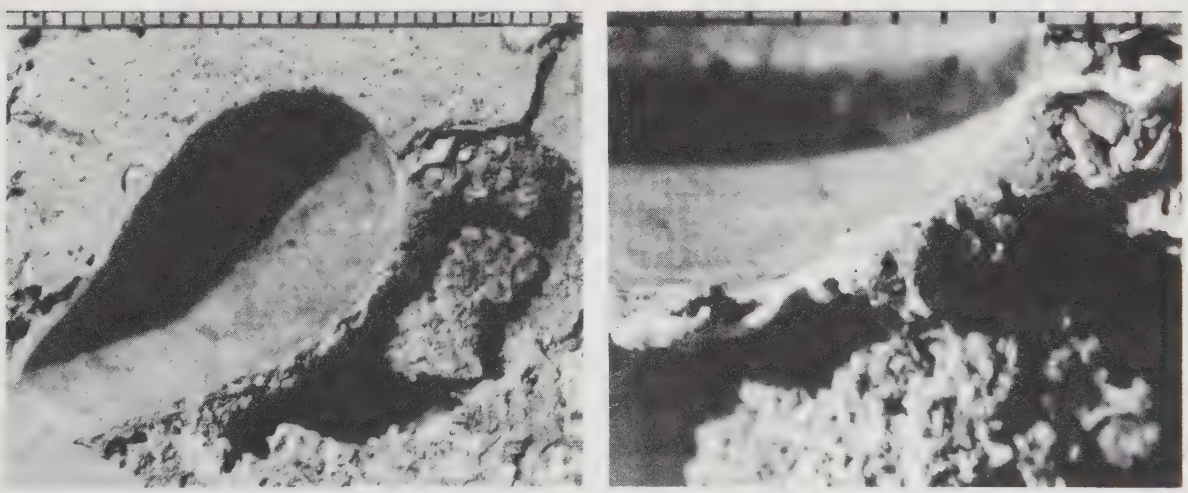


Fig. 67 & 68. Perforations de Gastrochaena dubia dans un calcaire éocène de la Gardenne, par 15 m de fond.
67 (à gauche) : un trou ancien, à droite, est partiellement comblé de sédiments cimentés ; un trou plus récent, à gauche, recoupe l'ancien dont il est séparé par une cloison construite ; x 2,6.
68 (à droite) : détail de la cloison, construite par cimentation d'éléments sédimentaires : x 6,7.
Les échelles sont en millimètres. Scales in millimeters.

Fig. 67 & 68. Burrows of Gastrochaena dubia in an eocene limestone dredged SE of Gâvres ; depth 15 m.
67 (left) : Old burrow (at right) partially filled by consolidated sediment ; a later burrow (at left) cuts the older one, from which it is separated by a constructed wall ; x 2,6.
68 (right) : Close-up of the wall, made by cementation of sedimentary particles ; x 6,7.

quillages, foraminifères), enduites, à proximité de leur entrée, de Lithophyllum, encombrées par des débris sableux ou vaseux ; en surface, les Balanes et les Serpules forment peu-à-peu un revêtement quasi-continu, parfois en plusieurs épaisseurs successives, et, dans les endroits le mieux éclairés, les encroûtements de Lithophyllum couvrent tout, sauf les entrées des tubes de Serpules et le sommet des cônes de Balanes. Les foreurs qui s'installent éventuellement sur ce revêtement creusent donc au sein d'une masse superficielle dont la roche ne constitue qu'une faible partie. A la limite, les actions antagonistes des foreurs et des constructeurs s'équilibrent, et le bilan net de l'érosion est nul.

Aux profondeurs assez grandes, sur le Banc Bertin par exemple (les affleurements de roches calcaires y sont compris entre 65 et 90 m, cf. fig. 28, p. 43), il n'existe plus d'organismes encroûtants et l'activité des constructeurs est réduite. L'activité dominante est donc celle des foreurs, et toute la partie superficielle de la roche, sur 4 ou 5 cm d'épaisseur, est transformée, par les coalescences entre cavités, en une dentelle de pierre telle que le moindre choc peut la briser.

Certes, il existe encore à ces profondeurs des Serpules (d'une espèce différente), mais leur activité est modeste, et elles ne semblent jamais couvrir plus du dixième des surfaces libres ; elles ne jouent donc guère de rôle de consolidation de la roche. De même je n'ai jamais observé à ces profondeurs la construction par les Lithophages de cloisons du côté des cavités vides qu'ils rencontrent, soit qu'une telle construction soit inutile en raison de la moindre abondance des prédateurs, soit que l'équilibre chimique des eaux à ces profondeurs la rende difficile, soit, plus simplement, que les espèces capables d'y procéder ne descendent pas si bas. On drague donc aisément des débris sur ces roches, mais c'est la drague qui les casse ; par contre les débris analogues, mais un peu émoussés, aux surfaces uniformément patinées, que l'on recueille souvent au pied des roches ont été brisés par d'autres agents ; rien ne permet de dire lesquels. En tout cas, c'est seulement l'évacuation des parties superficielles de la roche, rendues inutilisables pour l'habitat des foreurs par l'excès même de leur taraudage, qui permet l'installation des organismes dans la couche sous-jacente.

A l'heure actuelle, il n'est pas possible de chiffrer avec précision la vitesse de l'érosion par taraudage. Mais on peut en donner une idée, pour les roches calcaires tendres qui entourent le Banc Bertin, en notant que pour un échantillon de lumachelle éocène d'un type courant le tiers environ des cavités sont occupées par des individus vivants, que l'on peut supposer responsables de leur creusement. Le creusement d'autant de cavités qu'il y en a déjà provoquerait l'émiettement complet de la roche, et en six générations (les deux dont les niches sont vides, l'actuelle, et les trois encore nécessaires pour une destruction complète) une épaisseur de roche de 6 cm aura été détruite, soit 1 cm par génération.

J'ignore la longévité des Lithophages, mais une espérance de vie de 5 ans me paraît raisonnable : un enlèvement de roche d'un centimètre par cinq ans, soit 20 cm par siècle, est donc du domaine du possible. C'est énorme, puisque celà correspondrait à 20 m d'épaisseur depuis la dernière transgression ! On comprend alors pourquoi les massifs rocheux de calcaires éocènes sont de taille et de commandement si réduits, et pourquoi les dolomies azoïques, où les perforations sont beaucoup moins répandues, constituent, au désespoir des géologues, la majeure partie des affleurements.

Une telle vitesse d'émiettement devrait provoquer, au pied des massifs rocheux, un amoncellement de débris taraudés. Or, si ces débris sont en effet abondants, ils ne représentent qu'une faible partie de ce que l'on devrait y trouver. Les banquettes de graviers et menus cailloux qui encadrent les roches du Banc Bertin, par exemple, laissent souvent affleurer des galets hérités d'un épisode de morphogénèse littorale qui ne peut être postérieur à la fin de la dernière régression. Où sont passés les débris qui devraient être là ? Certains ont été dispersés par les courants : on drague parfois des miettes de calcaire taraudé à plusieurs kilomètres des roches ; il est vrai qu'on ne peut pas être certains de connaître toutes les roches existantes et qu'ils viennent peut-être de moins loin qu'on ne le croit ; de toute façon, ils sont rares dès qu'on s'éloigne des massifs rocheux et leur dispersion ne peut rendre compte de tout ce qui manque. Restent donc deux explications possibles, entre lesquelles rien, à l'heure actuelle, ne permet de trancher :

- ou bien les débris ont, de tout temps, été fournis en abondance à la cadence que j'envisageais ci-dessus, de 2 m par millénaire, et alors il faut expliquer leur disparition soit par leur émiettement progressif sous l'action des vagues et des courants, soit par dissolution ; en faveur de cette hypothèse on peut noter le fait bien connu que les éléments meubles calcaires d'origine autre que biologique sont rares au fond des mers, même dans les régions au substrat calcaire, où "leur présence est un indice de jeunesse des dépôts" (1),

1 - LARSONNEUR (C.), 1971, p. 182.

- ou bien la cadence actuelle de taraudage n'a été acquise que récemment, parce que le taraudage se ralentit de lui-même quand la couche superficielle, rendue inutilisable pour l'habitat par l'excès même des habitations, ne peut pas être évacuée et mettre à nu une couche plus saine : la rapidité actuelle de l'évacuation pourrait être un fait d'origine anthropique, dont le développement serait lié à celui, relativement récent, de la pêche sur ces fonds.

Toutefois, les supputations sur la vitesse de l'érosion biologique sur les roches calcaires profondes sont fondées sur l'observation d'échantillons de roche en place obtenus surtout par dragage. Or, il est beaucoup plus aisé d'obtenir de la roche par dragage quand elle est taraudée, et il se peut que nos échantillons ne soient pas représentatifs du véritable taux moyen de taraudage. Il est, de même, plus facile d'obtenir des échantillons sur le flanc des massifs rocheux qu'à leur sommet, et on pourrait concevoir que le taraudage soit plus important sur les parois rocheuses proches des fonds vaseux, si par exemple la charge de l'eau en CO_2 facilitait le taraudage, et si cette charge était plus forte à proximité de fonds riches en matière organique. Dans ce cas, le taraudage affecterait préférentiellement les flancs de massifs et le recul s'opérerait surtout horizontalement, par la réduction progressive des surfaces occupées par les roches, plutôt que verticalement, par abaissement de leurs sommets. On pourrait alors plus aisément admettre qu'un recul latéral de l'ordre de 20 m se soit produit depuis la dernière transgression.

Entre les trois hypothèses : recul limité aux parois latérales des massifs et constant depuis la dernière transgression, abaissement de la surface des massifs à une vitesse constante depuis la dernière transgression accompagné à la périphérie d'une consommation rapide des débris, cadence actuelle de taraudage atteinte seulement depuis que l'érosion anthropique s'ajoute aux effets naturels, les données rassemblées ci-après ne permettront pas de faire un choix, mais elles indiqueront par quelles voies y parvenir.

Mais ce qui n'est pas contestable, et qui présente un grand intérêt, c'est le contraste qui existe entre les fonds calcaires des faibles profondeurs, où l'activité biologique est à peu près équilibrée entre foreurs et constructeurs et où le bilan de l'érosion biologique est pratiquement nul, et les fonds calcaires moins éclairés, où l'activité des constructeurs est réduite et où le bilan est nettement en faveur de l'érosion. Il en résulte qu'il existe sur cette plate-forme continentale (et probablement sur beaucoup d'autres) une profondeur d'activité maximale de l'érosion biologique des roches calcaires, de part et d'autre de laquelle cette érosion est moindre, d'un côté parce que l'éclairement permet la présence d'organismes antagonistes, et de l'autre parce que les roches sont fossilisées sous des dépôts plus récents. Dans la région étudiée, cette profondeur optimale se situe entre 50 et 90 m ; le fait que ce soit cependant à ces niveaux que l'on rencontre le plus d'affleurements calcaires tient à l'instabilité de l'épaisseur de la tranche d'eau au cours du Plio-Quaternaire, qui a fait que ces massifs ont été le plus souvent trop haut ou trop bas par rapport à la profondeur optimale d'érosion biologique.

La notion de profondeur optimale d'érosion biologique, même si elle n'a été atteinte qu'à partir d'observations qualitatives et sans qu'il soit possible actuellement de donner des expressions chiffrées de l'activité érosive aux divers niveaux, est suffisamment en contradiction avec les idées implicitement reçues pour justifier que l'on entreprenne des vérifications expérimentales par l'immersion de blocs de lumachelle (puisque c'est sur ce type de roche que les vitesses maximales paraissent atteintes) à diverses profondeurs. Mais comme il est exclu qu'on puisse leur laisser une bouée à demeure pour indiquer leur position, on ne peut opérer leur mise en place qu'avec l'aide d'un réseau de radio-navigation très précis comme le Toran et on ne pourra, ultérieurement, relever les blocs-témoins qu'à l'aide de plongeurs, ce qui supposera, sur le Banc Bertin, des spécialistes très entraînés. Il est vrai qu'étant donné la longueur du séjour nécessaire des blocs sur le fond, on aura le temps pour trouver les crédits nécessaires à leur relevage !

C. Broyage des épidermes de roches.

La réduction en particules plus fines, par les êtres vivants, de particules grossières libres, et même le broyage d'éléments de roche en place, consommés in situ, ont souvent été avancés comme un mode d'érosion biologique. On observe effectivement, sur l'estran, en diverses régions, une érosion de la surface des roches due aux Patelles et aux Oursins. Mais, ici, je n'ai recueilli en milieu submergé aucun fragment de roche, ni aucun galet, qui porte les traces certaines d'une érosion de ce type. De même, le broyage des éléments meubles par des organismes qui absorbent indifféremment tout ce qui passe à leur portée et rejettent l'inconsommable est du domaine des choses possibles, mais rien ne m'a permis d'en voir les effets ici.

Fig. 69 - Processus morphogénétiques actuels. 1 / 500 000 Present morphogenic processes.

Les trois processus qui agissent sur toute l'étendue de la zone représentée n'ont pas été figurés :
- Décantation des particules fines,
- Remise en suspension des pélites lors des tempêtes,
- Colluvionnement sur les versants.

The three processes acting on the whole area shown here have not been represented :
- Decantation of fine particles.
- Putting back in suspension of pelites during storms,
- Colluviation on slopes.

Transport par les courants de marée (indiqué seulement là où sa direction est connue)

Transport by tidal currents (indicated only where its direction is known)

Transport de sables coquilliers sur le plateau externe par les houles longues d'WNW

Transport of shelly sands on outer shelf by the long WNW swell

Transport par les courants de retour, dans les vallées et les canyons

Transport by outward bottom currents, in valleys and canyons

Eboulements sur l'escarpement continental

Landslides on continental scarp

Principales aires de fabrication de sédiments biogènes (sables coquilliers, maerl)

Main areas of making of biogenic sediments (shelly sands, calcareous algae)

Va-et-vient des matériaux sous l'influence des houles sur les avant-plages et les versants faisant face au large

To-and-fro motion of sediments, due to swell, on forebeaches and seaward facing slopes

§ 2. L'EROSION CHIMIQUE ET BIO-CHIMIQUE.

La taille modeste des accumulations de débris taraudés au pied des massifs de calcaires éocènes profonds pose le problème d'une éventuelle dissolution de ces débris (cf. p. 134). On aboutit au même problème lorsqu'on observe les teneurs en débris coquilliers des divers sédiments, et des diverses fractions dimensionnelles de chaque sédiment : l'amenuisement des débris coquilliers, par broyage, est un fait incontestable, comme l'est aussi leur dispersion après amenuisement (cf. p. 116). Mais, au terme de l'évolution, les débris les plus fins disparaissent purement et simplement, puisqu'aux dimensions les plus faibles la teneur en carbonates tombe à presque rien. Il est peu probable que, parmi les éléments fins, ceux formés de carbonates soient préférentiellement exportés vers les grands fonds ; on sait en effet que la présence de carbonate de calcium dans la fraction pélitique accélère la floculation, et les débris carbonatés devraient donc se déposer encore plus vite que les autres, et non voyager au loin vers l'accore et au-delà. De plus, les teneurs en carbonates des sédiments de l'escarpement continental et des grands fonds, là où elles sont fortes, s'expliquent par la présence de foraminifères bien plus que par celle de débris coquilliers (cf. p. 64).

On doit donc envisager un mode de consommation des particules carbonatées de la taille des poudres (20 à 2 microns) ou de celle des argiles (moins de 2 microns). Ce peut être soit une dissolution purement chimique, soit l'assimilation par des organismes vivants (il faut bien que le calcaire des organismes planctoniques et benthiques vienne de quelque part), soit un mécanisme faisant intervenir à la fois les deux phénomènes. Une modeste indication nous est fournie par le fait que la disparition des particules carbonatées fines semble plus rapide dans les profondeurs relativement importantes (au-delà de 70 m) sans que l'on sache, au départ, si la profondeur agit par la pression (la pression partielle en CO^2 joue un rôle important dans la dissolution des carbonates en milieu karstique, et probablement aussi pour la "profondeur de compensation des carbonates" dans les océans), par la température de l'eau (qui, au-delà d'une cinquantaine de mètres, se tient toute l'année entre 10 et 12° C) ou par la pénombre (qui réduit la part des végétaux dans la biomasse, et donc la consommation par eux du CO^2).

Rien ne permet de définir avec précision le mode d'action, ni de doser l'efficacité de cette transformation des carbonates. Les eaux du fond ne sont pas saturées en carbonates quand elles arrivent chez nous, puisqu'elles proviennent, en définitive, de régions plus chaudes dans lesquelles la saturation était atteinte plus tôt que dans les conditions où ces eaux sont maintenant ; une fois chez nous, elles fournissent la matière d'abondants organismes calcaires (algues calcaires, coquilles, foraminifères) et s'éloignent encore, par là, de la saturation ; l'abondance des organismes vivants producteurs de gaz carbonique est plus grande dans bien des milieux marins (les vases surtout) que dans la plupart des sols terrestres dont on sait pourtant qu'ils sont les principaux fournisseurs de CO^2. On conçoit donc aisément qu'une dissolution puisse intervenir, mais le mécanisme précis est difficile à connaître si l'on ne fait pas à proximité du fond et dans le sédiment lui-même des dosages réitérés des carbonates dissous et du pH. Il faudrait aussi mettre en place des blocs-témoins formés de calcaires plus aisément solubles que ne le sont les blocs de béton qui servent de corps-morts aux bouées du large (presque toutes situées, d'ailleurs, au-dessus de profondeurs moindres que celles où l'on soupçonne le maximum d'activité). Toutefois, comme il semble que la dissolution intervienne surtout aux dépens des particules le plus finement broyées, il sera extrêmement difficile de la mettre en évidence in situ. D'un autre côté, des expériences de laboratoire ne seraient probantes que si l'on reconstituait le milieu avec exactitude à la fois pour les températures, l'obscurité, la pression et le peuplement en organismes vivants, ce qui suppose des moyens matériels considérables. Finalement, le processus le moins coûteux pour la détermination des possibilités de dissolution est encore l'installation sur le fond, pour une durée assez longue, d'un appareil mesurant automatiquement, à intervalles rapprochés, le pH, la teneur en CO^2 libre, celle en CO^2 lié, et l'équivalent en CO^3Ca dissous.

SECTION III
L'EROSION ANTHROPIQUE

La sédimentation vaseuse semble avoir été fortement accélérée depuis le début de ce siècle, au Sud de Loctudy par exemple (cf. fig. 58, p. 114) ; celà suppose qu'ailleurs il y a eu, corrélativement, une accélération de l'érosion aux dépens des fonds vaseux. L'érosion biologique sur les roches calcaires semble se faire actuellement à un taux qu'il est difficile d'extrapoler loin dans le passé car il aurait conduit à une disparition rapide de ces roches (cf. p. 134). Ces deux faits montrent que l'intervention de l'homme, même si elle ne porte que sur des points qui paraissent mineurs, suffit parfois à briser un seuil auquel l'érosion s'arrêtait dans l'état de nature. Dans le cas des roches calcaires, par exemple, l'érosion biologique ne pouvait que se ralentir quand la roche était nappée de ses propres débris, et il est possible que la destruction involontaire par l'homme de ce goulot d'étranglement ait permis la reprise foudroyante de l'érosion. De même, le labourage de la vasière du large par les chaluts a brisé le frein à la remise en suspension des vases que constituait leur compaction progressive.

L'efficacité des interventions humaines ne peut surprendre, dans un monde où elles créent dans tous les milieux naturels des situations qui n'avaient jamais eu d'homologues au cours des temps géologiques antérieurs : par exemple, en milieu tempéré émergé, la mise en culture a permis la coexistence d'un climat tempéré-humide et d'un sol dépouillé de végétation arborée (et, saisonnièrement, de toute végétation), d'où la mise en place d'un système d'érosion "tempéré-anthropique" qui n'a jamais existé auparavant sur le globe ; les processus que nous constatons dans le domaine de ce système d'érosion ne peuvent être extrapolés aux périodes passées. Il en est de même sous la mer, et l'importance de l'influence de l'homme sur le plateau continental sud-armoricain est telle, aujourd'hui, que les processus que l'on y observe ne peuvent pas être considérés comme identiques à ceux qui ont façonné, autrefois, les fonds des mers épicontinentales dont les géologues peuvent observer les dépôts. La théorie des causes actuelles, si valable qu'elle soit quand on prend pour terme de comparaison celles des régions du globe où l'homme est peu actif, ne rend plus que des services limités pour la compréhension des phénomènes anciens, quand le terme de comparaison est pris dans une région trop fortement humanisée. Et la plateforme continentale sud-armoricaine est une de ces régions trop humanisées : pour l'utiliser comme modèle des processus géologiques, il eût fallu s'y prendre 80 ans plus tôt ; ou bien il faut étudier aujourd'hui une région moins fréquentée par l'homme et qui fournira un modèle plus valable ; il n'en reste plus guère !

Les modes d'exercice de l'érosion anthropique sont de deux types : au large, cette érosion est généralement involontaire ; elle est la conséquence des activités de pêche et de navigation, et elle est d'autant moins souhaitée qu'elle entraîne souvent une certaine détérioration des engins, et presque toujours un trouble dans la vie animale au ras du fond et donc, à long terme, une baisse de la productivité de la pêche. C'est la pêche au chalut qui, de loin, est le facteur le plus actif de la morphogénèse anthropique : sur les fonds meubles, la pénétration du chalut dans le sédiment bouleverse les structures de celui-ci, ramène en surface des matériaux enfouis, et remet en suspension pour quelque temps les particules les plus fines, dont on sait que des vitesses de courant trop faibles pour les mettre en route suffisent à les transporter une fois qu'elles ont été mises en suspension. Dans l'état de nature, la mise en route ne s'opère que dans des conditions assez rares : marées de très vives eaux, houles très longues, ou coïncidence des deux. Par l'action de l'homme, la mise en route devient indépendante de ces contingences, et il en résulte une modification des migrations ; j'ai dit p. 114 que dans l'ensemble l'action de l'homme paraît favoriser les migrations vers la côte plus que celles vers l'accore ; c'était peut-être l'inverse dans l'état de nature. Sur les fonds rocheux, l'action des chaluts est plus rare, puisque tout est fait pour l'éviter ; l'abondance des avaries signalées par les répertoires de croches (cf. p. 44) montre pourtant que les chocs sont fréquents ; c'est ainsi que des blocs démesurés sont traînés sur le fond (il en est de même de petites épaves, fragments d'avions surtout) ou parfois relevés (puis rejetés sur des fonds rocheux, cf. p. 124). Sur les massifs rocheux, ceux du Banc Bertin par exemple (cf. fig. 28, p. 43) ou ceux du groupe de Karreg Koat Kersaoz (cf. fig. 27, p. 42), la couche superficielle, taraudée et fragilisée, de la roche est décapée par le chalut (et c'est ainsi que des fragments nous en ont été rapportés avant que nous ayons fait des prélèvements nous-mêmes ; nous en remercions les pêcheurs qui ont eu l'obligeance de nous faire parvenir ces échantillons avec des positions précises, et nous espérons qu'à l'avenir encore tous ceux qui trouvent ainsi des fragments rocheux voudront bien continuer à nous les donner pour étude).

A proximité du littoral, et jusque dans les fonds de 20 m environ, l'action de l'homme est le plus souvent volontaire. Il s'agit tantôt de travaux publics, tantôt d'exploitation de sables ou de maerl.

Les travaux publics consistent en dragage de chenaux (et parfois déroctage) et en dépôt des produits de dragage (cf. p. 113 pour ceux de Lorient). L'action érosive est parfois irréversible, comme elle l'a été pour la barre du Guilvinec, qui ne s'est jamais reconstituée. Plus souvent, c'est une lutte incertaine entre l'homme et la mer, comme pour la barre d'Etel, où il faudrait, à mon avis, prolonger les jetées jusque dans les fonds de 16 ou 17 m pour interdire les transits de sable (mais je crains qu'interdire ces transits soit dangereux pour le littoral, et l'intérêt des communes littorales est peut-être de laisser s'opérer les mouvements naturels du sable ; il est vrai qu'aussi longtemps que le port et la côte relèveront de deux communes différentes personne ne pésera objectivement l'intérêt économique et social relatif des deux types d'activités humaines). Les dépôts de sédiment sont opérés dans des secteurs préalablement délimités, choisis en fonction de leur proximité par rapport au port dévasé, et d'idées préconçues sur le déplacement des vases ; il semble que la profondeur à laquelle les sédiments fins peuvent être remaniés soit traditionnellement sous-estimée par les ingénieurs, puisque, dans le cas du dépôt des dragages de Lorient, il y a un transfert très appréciable vers l'Est (cf. p. 113) qui a fait dépérir les bancs de maerl de Gâvres.

L'exploitation des sables et du maerl se fait généralement par fonds médiocres, par des gabarres inaptes à affronter des mers agitées et dont l'équipement ne permet pas d'opérer à grande profondeur. Les sables, utilisés pour la construction malgré leur salure, ne représentent qu'une faible part du trafic. L'essentiel (plusieurs centaines de milliers de tonnes par an) est constitué par les prélèvements de maerl, opérés surtout sur les bancs bien vivants de la région de Concarneau (cf. p. 122) ; de tels prélèvements, à la condition d'être opérés à une cadence voisine de celle du repeuplement naturel des bancs, ne sont pas nocifs ; ils permettent en effet à la surface de l'accumulation de maerl, constituée d'individus vivants, de rester toujours à la profondeur optimale de prolifération. Laissés à eux-mêmes, les bancs se rehausseraient de plus en plus lentement, jusqu'à ce que leur sommet soit trop proche de la surface de l'eau ; ils cesseraient alors de s'épaissir, pour ne plus s'étendre que latéralement. Inversement, les bancs exploités trop sévèrement ne pourraient plus se développer à une cadence normale, parce que les individus vivants se trouveraient à une profondeur où l'éclairement est réduit. Aussi, alors que l'exploitation des dépôts de maerl mort devrait être rigoureusement interdite à proximité de la côte ou des îles, celle des bancs de maerl vivant est à encourager à la stricte condition qu'elle ne s'effectue pas au-delà de la profondeur optimale de prolifération, qui est d'11 à 13 m. Les moyens matériels médiocres des gabarres actuelles font que jusqu'ici l'exploitation n'est guère poussée au-delà de ces profondeurs. Mais si l'on devait mettre en service des bateaux dotés de moyens plus puissants - et par conséquent tentés de creuser au-delà du raisonnable - il faudrait organiser une surveillance scientifique de l'exploitation des bancs, et, le cas échéant, mettre en défens certains bancs jusqu'à ce qu'ils aient retrouvé leur niveau optimal.

. Quant à l'exploitation des sables, je ne pense pas qu'elle soit appelée à se développer ici d'une façon importante dans un avenir prévisible ; presque partout, en effet, les sables sont trop riches en carbonates pour convenir à la préparation d'agrégats pour béton ; les seuls gisements de sables à peu près sans débris coquilliers, situés au Sud-Est des Birvideaux, sont à des profondeurs supérieures à celles à laquelle la rentabilité de l'opération devient douteuse. Par contre, la plupart des sables de la région ne sont pas assez exclusivement coquilliers pour convenir à la fabrication de ciment : même ceux de la Baie de Bénodet (cf. p. 116, fig. 59) dépassent rarement une teneur de 90 %.

Au total, si les résultats de l'action de l'homme apparaissent encore comme modestes, il faut se souvenir que cette action n'a pris de l'ampleur qu'au début de ce siècle, et que c'est en seulement 70 ou 80 ans que ces résultats ont été obtenus ; prolongés sur une durée comparable à celle pendant laquelle l'homme a agi pour transformer le milieu émergé (soit environ 6 000 ans depuis le Néolithique), ils prendraient une toute autre dimension, et finalement la transformation du milieu serait peut-être plus considérable en mer qu'à terre.

Contrairement à l'idée générale, l'érosion marine ne semble donc pas du tout être un phénomène négligeable. Certes, sur presqu'aucun des points évoqués on ne peut, dans l'état actuel des connaissances, apporter une démonstration irréfutable de sa vigueur ; mais du moins les arguments en sa faveur sont-ils suffisamment variés et convergents pour inciter vivement à entreprendre des recherches plus précises en vue de mesurer l'efficacité des divers types d'érosion aux diverses profondeurs et sur les divers substrats.

Chapitre V

Les formes vives

Résumé. Les formes actuellement vives dans le système morphogénétique sous-marin sont surtout des formes d'accumulation : épandages en nappe de sédiments fins (vases) occupant des zones déprimées et y formant des surfaces lisses sur lesquelles le courant est peu turbulent ; accumulations sablo-graveleuses aux pentes plus fortes, les unes périodiques occupant les régions plates du plateau continental externe, les autres plaquées à la côte ou construites à la sortie de détroits. Dans ces accumulations actuelles, les courants de retour façonnent des chenaux de circulation, qui rajeunissent souvent des vallées fluviatiles submergées. Enfin, quelques formes d'érosion actuelle caractérisent les roches infralittorales, les grands versants externes de l'échine rocheuse prélittorale et les roches calcaires.

L'examen des processus morphogénétiques sous-marins actuels, qui a été fait dans les chapitres précédents, permet de tenter une description des formes actuellement vivantes ; toutes celles qui resteront, dont le façonnement ne peut absolument pas être, dans l'état actuel de nos connaissances et de nos hypothèses de travail, attribué aux actions actuelles, devront donc être considérées comme des héritages et expliquées dans la troisième partie par les actions morphogénétiques passées.

Peut-être aussi, comme j'ai fait la part assez large (trop large sans doute de l'avis de beaucoup de mes lecteurs) aux processus actuels, certaines des formes que je considère comme des formes vives sont-elles en partie héritées, ou tout au moins ont reçu la majeure partie de leur façonnement dans des conditions un peu différentes de celles de la période actuelle, et ne subissent plus aujourd'hui qu'un parachèvement de leur aspect.

Les formes décrites maintenant sont donc celles qui me paraissent essentiellement dues aux processus actuels et dont l'aspect reflète non seulement l'équilibre d'ensemble des agents sous-marins, mais même, dans une certaine mesure, les variations saisonnières ou occasionnelles de cet équilibre.

SECTION I
LES EPANDAGES EN NAPPE

Les sédiments dans lesquels les pélites forment une part appréciable sont en général disposés en nappes subhorizontales, dont non seulement la pente générale est très faible, mais encore la surface est lisse, sans rugosité de petites dimensions comme sans reliefs périodiques ou aléatoires dominant le reste.

§ 1. DISPOSITION DES EPANDAGES.

Topographiquement, les pentes générales de tels épandages sont très modestes : selon la plus grande pente, les dénivellations dans la vasière du large excèdent rarement 5 m en 6 km (0,8 °/₀₀) tandis que sur le Banc Bertin on atteint parfois 5 m en 3 km (1,6 °/₀₀). Les pentes les plus fortes sont connues en baie de Concarneau, dans la vasière de Trévignon où des vases très molles, au travers desquelles on obtient au sondeur ordinaire un écho sur le sable sous-jacent, présentent des dénivelées de 5 m en 2 km (2,5 °/₀₀ ; cf. fig. 70, ci-dessous). L'absence de reliefs internes est caractéristique des vasières, à ce point que lorsqu'on en rencontre un les données sismiques et sédimentologiques montrent toujours qu'il s'agit de la saillie d'un élément du substrat. Ce n'est que dans les régions où la vase, déjà fortement compactée, a acquis une grande cohésion que l'on peut, en de rares endroits et probablement pour de courtes périodes, observer des pentes un peu plus fortes qui reflètent probablement le récent passage d'un chalut ou d'un groupe de chaluts.

La surface de ces accumulations vaseuses en nappe est lisse, car la pellicule superficielle, lorsqu'il est possible de l'identifier dans le contenu du dragage, paraît formée de particules très fines, les dernières déposées, mises en place par temps calme, puisque le temps calme est à peu près le seul par lequel on puisse draguer. Lorsqu'on remonte dans la drague des éléments un peu grossiers (sables grossiers, graviers, fragments de mâchefer), ils sont généralement noyés dans la masse du sédiment, et on ne les découvre que par le tamisage fait à bord ; ils n'exercent donc pas d'effet sur l'écoulement des eaux au ras du fond.

On trouve de telles accumulations dans deux types de sites : les régions déprimées de la plateforme continentale, les interfluves de l'escarpement continental. Il y a donc une inversion dans la répartition des types de dépôts, en fonction de la profondeur, puisque les dépôts plus grossiers, typiques des sommets sur la plateforme continentale, ne se rencontrent aux profondeurs supérieures à 300 m que le long des chenaux, et devant leurs débouchés.

§ 2. REPARTITION REGIONALE.

Sur la plateforme continentale, cinq types de sites existent pour les épandages vaseux en nappes : 1/ les portions abritées de la dépression prélittorale (comme la baie de Concarneau - fig. 70 - et les parties les plus profondes de la dépression entre Groix et Quiberon, devant Etel - cf. fig. 11, p. 22) ; 2 / les vallées encaissées qui localement traversent cette dépression (comme celle du Blavet, au large du Pouldu - cf. fig. 12, p. 22) ; 3/ la grande concavité du plateau continental située immédiatement en avant du front des reliefs continentaux (c'est la vasière du large, ou "Grande Vasière" - cf. fig. 31, p. 48) ; 4/ les régions assez profondes (65 à 90 m) parsemées de chicots rocheux en cours de démantèlement, immédiatement en arrière du front des reliefs continentaux (c'est le Banc Ber-

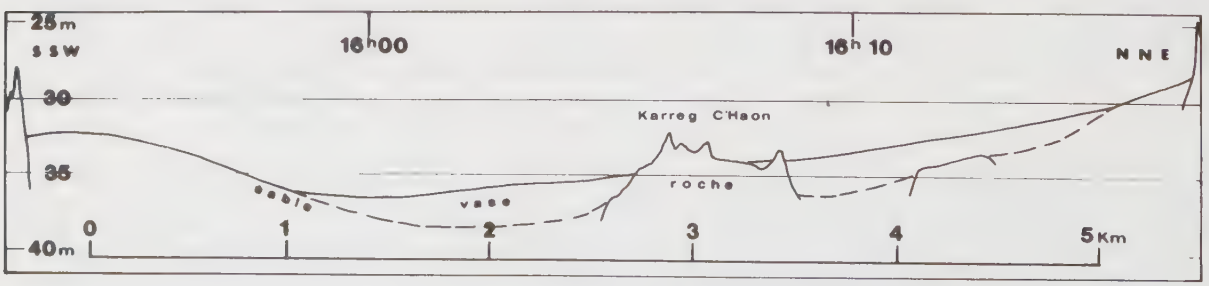


Fig. 70 - Nappes de vases molles autour de Karreg C'Haon, entre la Basse Jaune (à gauche) et Men Du (à droite). Croquis d'après une bande de sondage. L = 1/37 000 ; H = 1/500 ; H x 74.
- Sheets of soft muds, around Karreg C'Haon, between Basse-Jaune (left) and Men Du (right). Sketch after echogram.

tin - cf. fig. 28, p. 43) ; 5/ les vallées submergées du large, dans lesquelles la vase peut se maintenir grâce à l'abri relatif offert par les modestes collines encadrantes (ce sont les langues qui prolongent vers le Sud-Ouest la vasière du large - cf. fig. 33, p. 50). Ce sont donc toujours des sites d'abri, et abrités plus par rapport à la houle longue qui a subi l'effet d'écran au passage des seuils rugueux sur lesquels elle frotte (cf. p. 102) que par rapport aux courants de marée et aux courants de retour (cf. p. 94 pour les premiers, p. 108 pour les seconds).

Sur l'escarpement continental, au-delà d'une profondeur critique que je ne peux pas encore déterminer avec précision faute d'un semis de prélévements suffisamment serré, mais qui doit se placer vers 300 m, il n'est plus besoin d'une position d'abri pour que des dépôts fins se maintiennent. De plus, leur compaction est beaucoup plus poussée, et ils semblent stables. Dans leurs constituants, la part des foraminifères planctoniques calcaires est beaucoup plus importante que sur le plateau continental (cf. p. 64) alors que la densité des organismes vivant dans les eaux de surface au-dessus de ces deux types de fonds n'est pas sensiblement différente. Il s'agit donc ici d'une boue pélagique, issue de la pluie des particules transportées en suspension et qui se déposent de façon définitive. Ce type de sédiment et de sédimentation se retrouve partout dans les grands fonds, et notamment sur la plaine abyssale et sur les reliefs qui l'accidentent (cf. p. 74) ; mais dans les chenaux où circulent les courants de turbidité et dans la plaine où ils déposent leur charge, les "pélagites" sont intercalées avec des "turbidites" qui arrivent à les masquer complétement. Ces pélagites sont beaucoup plus homométriques que les vases du plateau, car elles ne comportent que très peu de sables, et ni graviers ni galets. Il n'y a donc pas seulement une différence de site, mais aussi une différence de nature et de stabilité.

§ 3. CONDITIONS DYNAMIQUES DU DEPOT.

Les conditions dynamiques du dépôt sont probablement semblables sur les vasières du plateau continental et sur les accumulations profondes : les vitesses de frottement sur le fond sont probablement faibles, grâce au fond lisse qui permet une turbulence atténuée, c'est-à-dire une décroissance régulière et rapide des vitesses en approchant du fond ; aussi, si la turbulence est atténuée, un dépôt par décantation est-il possible, malgré la lenteur avec laquelle s'effectue la décantation des particules les plus fines.

De la répartition des zones vaseuses, on est tenté de déduire que l'absence de va-et-vient dû aux houles longues joue un rôle plus grand que la vitesse relative des courants de marée ou de retour : sur le plateau continental, on connaît des vasières dans des régions où les courants de marée sont fort appréciables ; mais on n'en connaît aucune dans les régions qui ne sont pas séparées du large par des collines de moindre profondeur qu'elles, sauf dans la grande concavité du profil transversal située devant le front des reliefs continentaux, zone dans laquelle les conditions hydrodynamiques semblent assez particulières. Sur l'escarpement, les nappes de vase n'apparaissent qu'à des profondeurs où l'action des houles longues est probablement négligeable.

Je pense que cette disposition ne peut s'expliquer que par le fait qu'un courant de marée ou de retour peut être rapide au sein de la masse d'eau, mais, s'il reste laminaire, n'avoir qu'une vitesse de frottement faible, donc une faible compétence ; mais si des mouvements alternatifs dus à la houle, si faibles qu'ils soient, viennent s'y ajouter, ils crèent des conditions turbulentes, de sorte que la vitesse de frottement du courant avec lequel ils interfèrent devient beaucoup plus considérable, sinon toujours en valeur moyenne, du moins pour les valeurs instantanées, qui sont celles qui règlent la compétence de mise en route. Ainsi les vasières ne pourraient exister que là où l'agitation due à la houle ne vient pas transformer de laminaire en turbulent l'écoulement dû aux courants.

§ 4. INSTABILITE DE CERTAINS EPANDAGES.

Certains de ces épandages nous sont apparus (cf. p. 51) comme instables, connaissant de temps à autre, et probablement selon une périodicité quasi-saisonnière due à la fréquence des tempêtes hivernales, un appauvrissement marqué en particules fines. D'autres au contraire apparaissent stables. C'est le cas des vasières profondes, mais aussi du cœur de la plupart des vasières du plateau, c'est-à-dire leurs parties centrales. On est ainsi amené à distinguer sur la plateforme continentale deux types d'épandages vaseux en nappes : les vasières stables où l'éventuelle érosion saisonnière ne porte que sur une partie du matériau fin et où, plus probablement, il n'y a pas d'érosion naturelle du tout, et les vasières marginales, ou épisodiques, qui démaigrissent chaque hiver pour laisser à nu le substrat plus grossier.

Bien que la détermination précise des limites habituelles entre les deux types de vasières soit actuellement impossible, parce qu'il faudrait pour celà des campagnes réitérées de prélévements pendant plusieurs années, aux diverses saisons, il semble qu'il y ait un seuil, une discontinuité, qui fait que l'on passe brusquement, dans l'espace, de la vasière stable à la vasière épisodique, et, dans le temps,

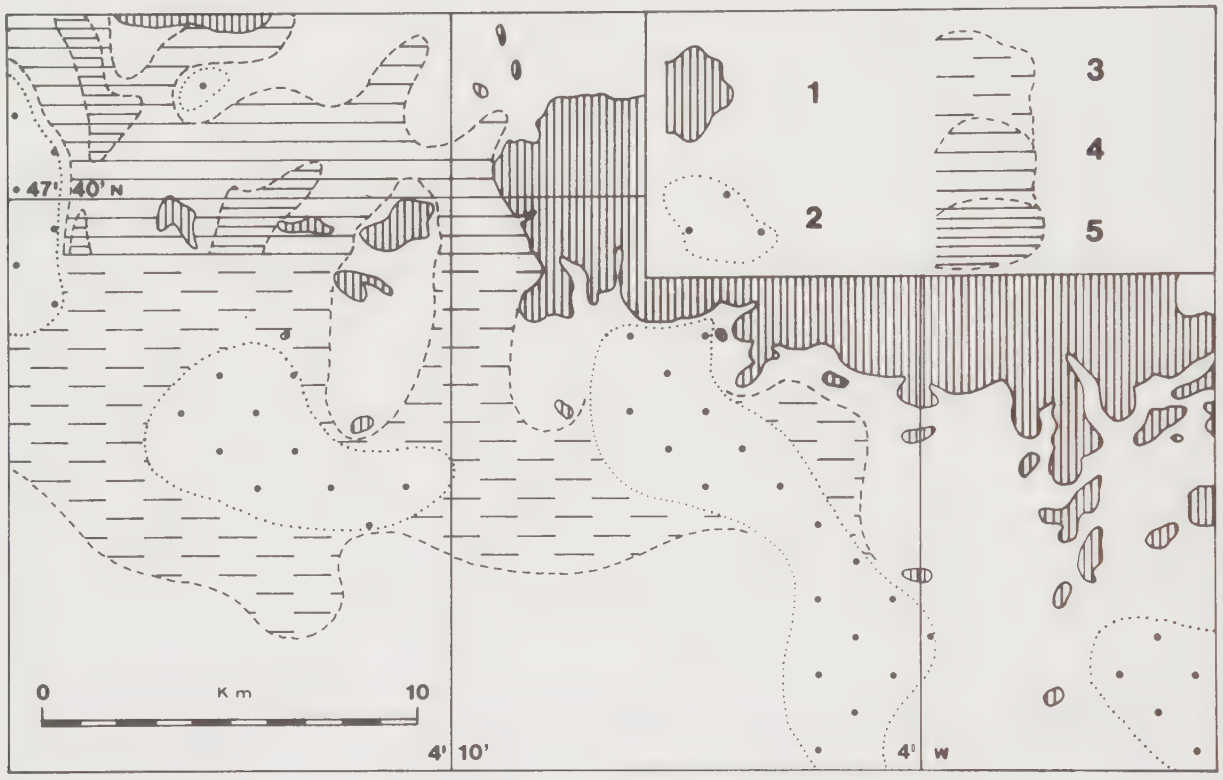


Fig. 71 - Aires d'érosion et aires de dépôt des vases fines, au SW de l'archipel de Glénan. 1 / 200 000.
Areas of erosion and areas of deposition of fine muds, SW of Glénan archipelago.
1 = Fonds rocheux - Rocky bottoms ; 2 = Aires des vases à mâchefer - Areas with bits of clinker amidst the mud ; 3 = Aires des vases molles ; Areas with soft muds ; 4 = Idem, au Nord de 47° 39' N, plus de 2 m de dépôt en 60 ans - The same, North of 47° 39' N, with more than 2 m deposited in 60 years ; 5 = Idem, plus de 5 m en 60 ans - The same, more than 5 m in 60 years. Cf. fig. 51, p. 114.

sur les vasières épisodiques, de l'état envasé à l'état démaigri. J'ai indiqué p. 127 que vraisemblablement le départ des premières particules fines entraînait une modification substantielle de la rugosité du fond et par conséquent de la turbulence, de sorte que le phénomène d'érosion des matériaux fins s'autocatalyse et se déroule très vite une fois commencé, et très à fond, alors que dans une région voisine où le seuil initial n'a pas été franchi il n'y a pas d'érosion du tout.

Mais je ne me dissimule pas que cette description des processus relève d'une reconstruction relativement arbitraire, utilisant dans un agencement qui n'est pas conforme aux conceptions les plus courantes des hydrauliciens diverses lois physiques qu'ils ont dégagées, de façon à les faire correspondre avec les observations faites sur le réel, même si ces observations sont trop incomplètes encore pour être parfaitement convaincantes.

Par ailleurs, soit du fait d'un déséquilibre nouvellement instauré entre les phases saisonnières d'érosion et de sédimentation, soit par le jeu de facteurs non naturels comme les interventions humaines, on est obligé de constater en certains points des vasières une évolution de la bathymétrie depuis le début de ce siècle (voir l'exemple des vases au Nord de Karreg Koat Kersaoz, p. 114) . Il y a donc des remaniements d'ensemble, affectant des épaisseurs importantes de sédiment. Je pense que le remblaiement constaté au Nord de Karreg Koat Kersaoz est corrélatif de la mise à nu, au cœur de la vasière du large, de couches anciennes de vase, riches en mâchefer, et déjà compactées, qui ont été découvertes par la mise en suspension par les chaluts des vases plus récentes qui les recouvraient ; l'absence de levés bathymétriques précis et serrés au Sud de 47° 39' N au début de ce siècle empêche malheureusement de rapporter la preuve formelle de cette érosion.

SECTION II
LES ACCUMULATIONS SABLO-GRAVELEUSES

Dans des sédiments sableux ou graveleux, dont la teneur en pélites est trop faible pour assurer l'adsorption des particules les unes contre les autres, la mobilité parfaite du matériau permet sa mise en route avec des vitesses de frottement assez faibles, et son dépôt lorsque la vitesse de frottement tombe environ aux deux tiers (1) du seuil de mise en route. Il y a donc, avec les fluctuations du courant au ras du fond dues à son caractère turbulent, une alternance de transports et de dépôts qui permet la constitution d'accumulations périodiques, telles que des rides, des rubans, des dunes ; mais il y a aussi, en raison du faible écart entre le seuil de mise en route et le seuil de dépôt, sédimentation en masse dès qu'un agent de transport perd un peu de sa compétence, parce qu'un goulet s'élargit ou parce que le fond s'éloigne. Des pentes appréciables peuvent être édifiées avec de tels matériaux (cf. p. 80) surtout lorsque leur angulosité est forte (cas des coquilles brisées).

§ 1. LES ACCUMULATIONS PERIODIQUES.

Les rides de sable, rubans de sable, dunes hydrauliques et ridins, qui sont rares entre la côte et le front des reliefs continentaux (sauf sur l'immédiate avant-côte, où l'on voit quelques rides de sable sur certaines photographies aériennes - cf. fig. 52, p. 99), le sont aussi sur la partie orientale du plateau continental. Par contre, on en trouve de façon plus ou moins constante au large de la Grande Vasière, sur toute la zone du plateau continental où le tapis sédimentaire est constitué de sables coquilliers. Décrits par Kenyon et Stride (2) à la suite d'un passage du Discovery sur le précontinent sud-armoricain, ils ont fait l'objet d'une mise au point récente (3) qui me dispense de reprendre toute leur description.

On trouve (cf. fig. 74, pl. X, pp. 152-153) les dunes hydrauliques, qui atteignent 10 m de commandement, à l'Ouest de la vallée très importante qui aboutit au canyon d'Audierne, vers 5° 30' W Gr. ; elles ne franchissent guère cette vallée, comme si les sables qui y sont poussés étaient rejetés ensuite vers le canyon par les courants de retour. Nous (3) les avons attribuées à l'action actuelle des houles longues d'Ouest-Nord-Ouest, bien qu'Hinschberger (4) ne soit absolument pas de cet avis et soit porté, à la suite de Berthois (5) à en faire des formes héritées.

A l'Est de 5° 30' W Gr., les mêmes sables, un peu moins coquilliers, peut-être aussi un peu moins battus, forment des massifs dunaires surbaissés, aux pentes faibles, qui se recouvrent en écailles les uns les autres ; il n'en existe pas au-delà de la vallée submergée de l'Odet, qui aboutit au canyon du même nom (cf. fig. 37, p. 60).

Plus loin de l'accore, entre ces dunes ou ces massifs dunaires surbaissés et la vasière du large, on trouve des rubans de sable, qui ne voilent qu'imparfaitement le substrat et nous (3) paraissent représenter un mode de regroupement des sables coquilliers lorsqu'ils sont trop peu abondants pour former des accumulations continues. Ils ne dépassent que localement la vallée submergée de l'Odet et, dans toute l'aire qui les englobe, manquent systématiquement le long des vallées tributaires de celles de l'Odet et du Guilvinec.

Enfin les ridins, très exceptionnels, ne sont représentés qu'épisodiquement dans une aire exigüe limitée par la vasière du large, la vallée de l'Odet et la zone des rubans de sable.

Ces accumulations périodiques nous (3) paraissent façonnées actuellement, bien qu'il n'ait pas été possible jusqu'ici de refaire au Sonar latéral l'itinéraire levé par ce moyen par le Discovery

1 - SUNDBORG (A.), 1967, op. cit. p. 95 supra.

2 - KENYON (N.H.) & STRIDE (A.H.), 1968, The crest length and sinuosity of some marine sand waves, J. sed. Petr., 38 (3) : 255-259.

3 - DELANOE (Y.) & PINOT (J.P.), 1974 b.

4 - HINSCHBERGER (F.), 1970, p. 251.

5 - BERTHOIS (L.), 1959.

en 1966 : une différence de répartition des formes prouverait qu'elles sont vivantes. Si celà est, leurs orientations (les dunes, les massifs dunaires surbaissés et les ridins font face à l'Ouest-Nord-Ouest ; les rubans sont étirés selon une direction Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est) permettent d'en faire soit des formes dues aux courants de marée, plus spécifiquement au jusant qui porte ici, semble-t-il, au Sud-Ouest (cf. p. 93), soit, plus probablement, des formes dues au frottement des houles longues d'Ouest-Nord-Ouest. Dans l'état actuel de notre connaissance du plateau continental au Sud-Ouest de la Bretagne, et en l'absence de levés systématiques au Sonar latéral, rien ne peut permettre de remettre en cause la typologie des formes sableuses périodiques en fonction de la vitesse du courant à proximité du fond, telle qu'elle a été établie par l'équipe de Wormley [1] pour l'ensemble des mers circumbritanniques.

§ 2. LES ACCUMULATIONS D'AVANT-COTE.

Sur l'avant-côte, jusqu'à moins de 20 m de profondeur, les accumulations de sable, de gravier ou d'éléments organogènes sont mises en place par le ralentissement des courants (de marée ou de retour) issus du littoral et qui s'épanouissent en arrivant vers les plus grandes profondeurs, perdant ainsi de leur vitesse et de leur compétence, alors que les houles du large, qui tendraient à rapporter à la côte les sédiments ainsi accumulés, ne frottent pas encore suffisamment sur le fond pour pouvoir compenser les transports venus de la côte. Ces accumulations comportent deux grandes familles : les avant-plages, qui prolongent sous la mer, dans le même matériau, les formes du bas d'estran (on évoquera en même temps les "barres d'avant-côte" qui sont des formes classiques, quoique rares ici), et les terrasses à maerl, formées d'algues calcaires libres (Lithothamnium spp.) et vivantes reposant sur les restes blanchis de leurs ancêtres défunts.

A. Les avant-plages.

Les avant-plages ne sont rien d'autre que le prolongement submergé des plages ; comme les plages, elles connaissent des variations aléatoires, épisodiques ou saisonnières du niveau du sable, et les échanges de matériaux entre la partie intertidale et la partie infratidale du "versant littoral" sont constants. La pente des avant-plages prolonge celle des plages, en s'adoucissant légérement vers le bas, où les matériaux impliqués dans la dynamique littorale fossilisent le paysage parfois plus diversifié (à la Gardenne, par exemple - cf. fig. 19, p. 31) du fond de la mer. Comme celle de la partie intertidale du versant, cette pente connaît des variations en fonction de l'état de la mer et, dans l'ensemble, l'action des houles tend à faire remonter vers la côte les matériaux de l'avant-plage. Les mesures réalisées en 1968 par le Laboratoire Central d'Hydraulique de France (L.C.H.F.) et le Centre d'Etudes Atomiques (C.E.A.) dans le golfe de Gascogne en utilisant des sables radio-actifs [2] ont permis d'évaluer cette remontée à 2 à 4 tonnes de sable par mètre linéaire de plage, en deux mois d'hiver, depuis les fonds de 10 m.

Par contre, les courants de retour vers le large des eaux d'afflux, dont le départ s'opère à partir de certains points de concentration de la nappe de retrait, passent au ras du fond et transportent vers le large des sédiments de la plage et des sédiments arrachés à l'avant-plage ; ces chenaux très peu profonds, tapissés de sables plus grossiers que ceux du reste de l'avant-plage, sont une forme secondaire assez fréquente sur les avant-plages (cf. p. 98, et fig. 52 à 54, p. 99).

Sur les pentes les plus faibles, la rampe que le sable remonte poussé par les houles peut être accidentée de barres d'avant-côte, qui sont des structures quasi-périodiques migrant peu-à-peu vers la plage. Ces formes, classiques sur les côtes nord-américaines atlantiques (où les pentes d'avant-plages sont, très fréquemment, beaucoup plus modérées qu'en Europe) sont rares ici ; du reste, elles sont très difficiles à déceler par les moyens dont je disposais, puisque leurs matériaux sont ceux même de l'ensemble de l'avant-plage, qu'on ne les identifie ni par la photographie aérienne ni par les dragages, et que leur commandement est assez faible (quelques décimètres) pour n'être mesurable sur les bandes de sondage que par très beau temps. Deux ou trois fois je me suis demandé si j'avais sur une bande de sondeur un train de barres d'avant-côte ou un train de vagues à longue période ; mais il est trop difficile de travailler si près de côte avec un bateau à si fort tirant d'eau pour que j'aie pu tirer la chose au clair. Le seul endroit où il y ait eu des barres de ce genre d'une façon certaine, lorsque le littoral y

1 - Kenyon (N.H.) & Stride (A.H.), 1970, The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France, Sedimentology, 14 : 159-173.

2 - Migniot (C.), 1972, Représentation des transports et des dépôts de sédiments dans des modèles réduits maritimes, in : Journée technique sur la simulation en hydraulique marine, Paris, le 28 mars 1972, O.T.H., pp. 7-51. Cf p. 9.

était encore dans son état naturel, c'est la plage de Kerleven, dans le fond de la baie de La Forest. De toutes les plages de la région étudiée, c'est celle dont l'estran a la plus faible pente.

B. Les terrasses à maerl.

Les terrasses à maerl (cf. carte de répartition, fig. 15, p. 26) sont des accumulations d'algues calcaires, formées par les thalles, libres, d'individus relevant, selon les conditions écologiques locales, de l'une ou l'autre des espèces de Lithothamnium. La masse de l'accumulation est faite d'individus morts et blanchis, mais la surface est, au moins en partie, couverte d'individus vivants, aisément reconnaissables à leur teinte rose-mauve.

Le milieu qui convient au développement de ces algues est une eau agitée, ensoleillée, propre (mais certaines espèces s'accommodent d'une eau assez vaseuse, quitte à étendre démesurément leurs branches), mais la submersion doit être permanente. On ne trouve donc le maerl vivant qu'à partir de deux ou trois mètres de profondeur, et jusque vers 30 m au maximum ; la profondeur optimale de prolifération (cf. p. 140) est au voisinage d'11 m, car les accumulations qui ont atteint cette cote se développent ensuite plus lentement, de sorte que le profil d'ensemble comporte une rupture de pente généralement située vers 10 à 12 m, entre une surface sommitale subhorizontale (d'où le nom de terrasse à maerl) et un flanc en pente sensible (cf. fig. 64, p. 123).

Ces terrasses sont construites, en général, au flanc d'un littoral, c'est-à-dire à l'emplacement qu'occupent, ailleurs, les avant-plages. Il y a donc incompatilité entre les deux formes, ce qui signifie que les terrasses à maerl ne peuvent se former que s'il n'y a pas de possibilité de développement d'une avant-plage sableuse ; dans la plupart des cas, l'absence ou le faible développement de l'avant-plage sont dus à la présence de nombreux écueils rocheux qui donnent à l'avant-côte une pente générale très faible, inférieure aux pentes d'équilibre usuelles de l'avant-plage. L'avant-plage-croupion qui se forme alors est strictement bloquée dans l'encoignure formée par la plage et la pente générale du substrat, et ne peut jamais recouvrir toute l'avant-côte, même si la plage elle-même est bien développée, comme au Nord-Ouest de Trévignon. C'est seulement à cette condition que le maerl, ne courant pas de risque d'ensablement, peut se développer. On peut donc considérer qu'il est lié à un plongement lent du relief sous la mer, caractéristique des blocs basculés. Il faut cependant que l'agitation ne soit pas suffisamment forte pour entraîner vers le large le maerl lui-même ou pour le brasser en enfouissant trop fréquemment les individus vivants sous les morts : c'est la trop forte agitation qui empêche, par exemple, le développement du maerl devant Lesconil et Le Guilvinec. Mais l'agitation doit suffire à débarrasser le maerl des débris coquilliers qui pourraient l'étouffer et que fournissent en abondance les roches avoisinantes : c'est l'absence d'une agitation suffisante qui entrave le développement du maerl devant Loctudy, sauf sur une petite étendue assez loin de côte (cf. fig. 59, p. 116).

Dans d'autres régions, celle de Paimpol par exemple, le maerl peut former des bancs isolés en mer. Ce n'est pas le cas ici, où tous les bancs s'appuient plus ou moins à un littoral ou à des écueils ; la terrasse à maerl le plus avancée est celle qui relie des îles septentrionales de Glénan aux écueils des Grands Pourceaux et des Leuriou. Elle n'est pratiquement hérissée d'aucune roche, et elle est aisée à exploiter, voire à surexploiter.

Le maerl fait en effet l'objet d'une importante exploitation (cf. p. 140) par des gabarres de Concarneau ou de l'Odet, parfois de Lorient ; les prélévements sont opérés à la benne, et chaque séjour d'une gabarre jusqu'à remplissage creuse dans l'accumulation une fosse profonde qui se colmate au prochain gros temps. La surface ainsi abaissée est recolonisée par des algues vivantes, entraînées depuis les secteurs voisins non récemment exploités, et le maerl, auquel l'abaissement de la surface peut avoir donné une nouvelle vitalité, se reproduit rapidement et semble retrouver en quelques années son niveau antérieur, si certaines conditions ont été, volontairement ou non, respectées : il faut que la fosse ne soit pas trop profonde, sans quoi il s'y dépose de la vase qui inhibe la croissance du maerl de remplacement ; il faut que l'on n'exploite que les profondeurs faibles, inférieures ou égales à la profondeur optimale de croissance (puisqu'alors la récolte ramène la surface à un niveau tel que la croissance est plus rapide que dans l'état naturel, alors que si l'on abaisse la surface sensiblement au-dessous du niveau optimal de prolifération on provoque un ralentissement de la croissance ; dans l'état actuel des techniques, cette condition est remplie, sauf peut-être au Nord de l'île Saint-Nicolas, parce qu'il est plus facile d'exploiter à faible profondeur) ; il faut aussi qu'on n'écrème pas complétement la surface d'une accumulation et qu'on laisse intouchée au moins la moitié de la surface totale, cette moitié étant répartie en taches éparses aussi nombreuses que possible, pour faciliter le réensemencement. Sous ces conditions, le maerl peut être exploité sans dégradation du milieu naturel et fournir une production constante, dont l'estimation précise demanderait un travail spécial, indispensable avant tout accroissement éventuel de l'exploitation.

§ 3. LES ACCUMULATIONS DE DEBOUCHES.

La perte de compétence des courants au sortir d'étroitures aboutit classiquement au dépôt de sédiments au droit du débouché. Le phénomène se produit ici dans divers sites ; en face des rias et des estuaires, de part et d'autre des détroits entre îles, entre groupes d'écueils ou entre groupes de roches profondes, et, dans un tout autre milieu, en face des issues de canyons sous-marins, au pied de l'escarpement continental.

A. Barres d'estuaire et deltas sous-marins.

Ces formes sont liées à la présence d'une embouchure, mais non pas tant au débit fluvial qui en sort et qui est minime qu'au débit, parfois considérable, des courants de marée qui s'engouffrent dans la ria ou le golfe, puis en ressortent ; dans le cas d'un golfe large on aurait, de part et d'autre de l'étroiture d'entrée (marquée souvent par un ombilic de surcreusement) deux barres, l'une du côté de la mer et l'autre du côté du golfe. En pratique, aucune ria n'est suffisamment épanouie, dans ce secteur, pour permettre le développement de véritables barres internes et on n'a de barres que du côté océanique. Les conditions structurales et la quantité de sédiments disponible font que les caractères élémentaires de ces formes (profil, plan, profondeur) sont variés et qu'on peut en tirer une typologie.

a) Caractères élémentaires des formes.

Le profil d'ensemble du couple formé par le chenal d'étroiture et l'accumulation de débouché varie en fonction d'un facteur essentiel (outre une foule de facteurs accessoires) : le rapport entre la largeur du chenal et la quantité d'eau qui doit y passer. Un chenal étroit engendre en effet un ombilic de surcreusement, alors que l'épanouissement du courant, qui ralentit soudain, une fois la mer atteinte, provoque le dépôt immédiat d'une grande quantité de sédiment qui forme une crête d'autant plus marquée que le passage de l'étroit au large a été plus brutal. Le plus bel exemple en est la barre d'Etel où l'ombilic atteint 16 m de profondeur alors que la crête de la barre se tient souvent vers un ou deux mètres au-dessus des plus basses mers, le flanc au large s'abaissant progressivement jusqu'à 10 ou 12 m de profondeur où il se fond avec des formes sédimentaires d'autres origines. Lorsqu'au contraire le chenal est large, il n'y a pas de surcreusement appréciable, mais un fond plat tel que les sédiments y circulent librement, et l'effet de l'épanouissement du courant, surtout s'il se fait progressivement, est d'étaler les sédiments en avant en une plateforme qui prolonge le fond plat du chenal ; c'est le cas de la Passe Ouest de Lorient, au sortir de l'étroiture formée par les roches des Truies et la côte de Larmor. Le terme de barre d'estuaire, ou de ria, convient incontestablement pour le premier type de profil, alors qu'on désigne souvent les formes répondant au second type de profil sous le nom de delta sous-marin.

Le plan de l'accumulation de débouché est fonction du cadre structural : en l'absence de contrainte, comme sur la côte quasi-rectiligne d'Etel, l'accumulation forme un arc, ou un croissant, qui entoure l'issue de la ria, avec une convexité vers le large peu marquée ; à certaines périodes, on peut même voir une crête presque parallèle au rivage, et assez comparable, en plan, à une barre d'avant-plage. Lorsqu'au contraire un corset structural étroit prolonge vers le large celui de l'étroiture, la barre d'estuaire s'adapte à cette contrainte, et s'étire selon la direction du courant ; le plus bel exemple en est la barre de Loctudy, qui se prolonge loin vers le Sud-Est entre les massifs rocheux (cf. fig. 72, page ci-contre ; voir également les fig. 52, p. 99, et 59, p. 116).

Le niveau auquel culmine une accumulation de barre d'estuaire ou de delta sous-marin est variable selon les circonstances locales : + 2 m à Etel, - 5,5 m au banc de Bénodet (fig. 20, p. 31), - 3 m devant Loctudy, - 5 m devant Lorient, - 1 m jadis devant Le Guilvinec, - 2 m devant le Pouldu. Il est donc abusif de vouloir tirer des conséquences trop rigoureuses de la position en altitude ou en profondeur des barres d'estuaire et des deltas sous-marins reliques ou fossiles, comme on le fait trop souvent, sans tenir compte du cadre structural et hydrologique. Les niveaux maximaux sont atteints, comme à Etel, lorsqu'il y a contraste brutal entre un goulet étroit et une mer largement ouverte, donc dépôt soudain. Les niveaux minimaux (mais aussi la plus grande stabilité des formes) sont obtenus quand le passage se fait progressivement, avec une succession de goulets de plus en plus larges, comme à Bénodet, ou avec la persistance en mer d'un corset de roches, comme à Loctudy.

b) Typologie des barres d'estuaire.

Les barres d'estuaire vraies sont donc situées au débouché de rias étranglées, comme la ria d'Etel ; elles sont caractérisées par leur forme en croissant peu convexe, et par la variabilité de leur plan, de leur profil et de leur granulométrie selon le rapport des forces entre le courant de marée et les houles du large. Quand l'étranglement est dédoublé, ou peu marqué, mais que l'espace marin est

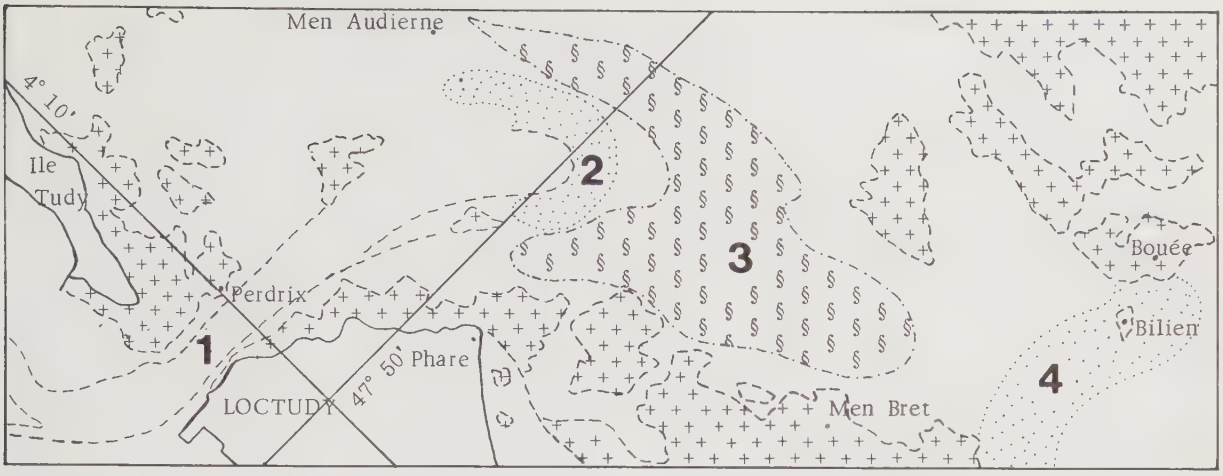


Fig. 72 - La double barre de Loctudy. 1/25000. En croix, les roches
The double bar before Loctudy. In crosses, rocky bottoms
1 = Ombilic de surcreusement - Scour basin ; 2 = Première barre de débouché - First outlet bar ; 3 = Aire des rides à zostères - Area with Zostera ripples ; 4 = Deuxième barre de débouché ; Second outlet bar.

bien dégagé à la sortie, le niveau d'ensemble de la barre est plus bas, sa stabilité plus grande ; mais le plan est analogue, comme c'est le cas pour le Banc de Bénodet (fig. 20, p. 31).

La proximité d'avant-plages banales influe parfois sur les barres d'estuaire à cause des échanges de matériaux qui s'opèrent entre les deux formes, qui entrent en coalescence sur la base de leur flanc externe. Déjà sensible sur une barre typique comme celle d'Etel, cette coalescence est très marquée pour la barre du Pouldu, dont presque tout le flanc exposé au large est simplement le prolongement latéral des avant-plages du Pouldu et du Bas-Pouldu. Seul le flanc interne, vers la passe, présente les caractères d'une vraie barre, s'abaissant vers l'ombilic de surcreusement (d'ailleurs modeste).

Les barres d'estuaire multiples sont dues à la présence de plusieurs étroitures successives, dont l'une, plus marquée, comporte un ombilic de surcreusement très profond, et les autres un ombilic moins net ou un chenal assez large à fond plat. Dans le cas de l'Odet, on a successivement un ombilic très profond (23 m environ) au pied du phare du Coq, un second ombilic, peu marqué, entre le Four et la côte de Combrit, et un troisième, visible sur la fig. 20, p. 31, entre les Verrès et la Rousse ; après chaque ombilic tend à se créer une barre de débouché, mais l'accumulation ne peut se développer à cause de la proximité de l'ombilic suivant et seule la barre externe présente l'aspect classique. Devant Lorient, au contraire, l'ombilic majeur (27 m) est sous la Citadelle de Port-Louis et il donne naissance à une barre de débouché, médiocre mais bien identifiable, entre Gâvres et Larmor ; mais on a ensuite une chaîne de roches que percent deux passes, la passe Ouest entre le massif des Truies et des Errants et celui de la Pierre d'Orge, et la passe Sud entre les Errants et les Bastresses ; au débouché de chacune de ces deux passes (qui se partagent le débit issu de la Rade de Lorient et de la mer de Gâvres, mais sont, à elles deux, beaucoup plus larges que les goulets d'amont) existent deux accumulations de débouché, plutôt des deltas sous-marins que des barres puisque les ombilics sont négligeables ou inexistants. Dans le cas de Loctudy, une première barre, bien formée et succédant à un ombilic bien marqué, forme un arc à forte convexité au Sud de Men Audierne ; l'ayant franchie, le jusant porte nettement au Sud, et se trouve à nouveau assez resserré à la hauteur de Men Bret : ces fonds sont tapissés d'herbiers à zostères disposés en rides subparallèles entre elles et à peu près perpendiculaires au courant ; puis, à partir de la Basse Bilien, le courant s'épanouit et dépose les matériaux d'une second barre, de faible commandement et de plan complexe moulé sur la répartition des roches.

c) Evolution humaine des barres.

Les barres d'estuaire, et à un moindre degré les deltas sous-marins, forment un obstacle à la navigation, de sorte qu'on a cherché depuis longtemps à les détruire ou à les contrôler. On est parvenu à détruire celle du Guilvinec, qui n'avait pas de communication avec les plages voisines, et où il n'est guère revenu de sable. Au contraire, les dragages ont toujours été vains sur la barre d'Etel, qui fait de constants échanges de sable avec les plages voisines, et qui n'est qu'une partie de l'ensemble

sableux qui va de Magouéro à la Pointe d'Erdeven : dans le cadre délimité par ces deux pointes, le sable (et à un moindre degré les graviers et petits galets) circule librement, poussé tantôt d'un côté et tantôt de l'autre par les variations quotidiennes de la dérive littorale ; chaque inversion de la dérive (1) ramène en face de la ria des masses de sable provenant d'un côté ou de l'autre et ces masses en transit sont modelées en barre par le jusant. On a tenté récemment de maîtriser ces mouvements de sable par la construction d'une jetée devant le Chaudronnier ; mais cette jetée n'empêchera pas les passages de sable se rendant de l'une à l'autre moitié de la plage, car elle ne pourra pas être prolongée suffisamment au large ; du reste, il serait dangereux d'annihiler ces transits, car on provoquerait un démaigrissement alternatif de l'une ou l'autre des deux berges de l'embouchure ; aussi l'effet espéré de la jetée est-il de stabiliser la passe qui contourne la barre, en rejetant le jusant vers le Sud-Est. Ainsi, l'obliquité de la passe par rapport aux houles permettrait d'éviter la constitution d'une accumulation de sable en travers de son issue. A Lorient, la domestication des accumulations aux débouchés des étroitures a été plus réussie, en ce sens qu'on parvient à maintenir une profondeur suffisante dans les chenaux d'accès ; mais ce n'est qu'au prix d'un travail incessant et coûteux, alors que les plages voisines sont peu importantes et ne peuvent guère contribuer à la reconstitution des accumulations de débouché ; c'est que ces accumulations, à elles seules, ont déjà une masse considérable ; c'est peut-être aussi parce que les produits du dragage ne sont pas rejetés suffisamment loin du chenal, et finissent par revenir.

B. Autres accumulations de débouchés.

Les embouchures des rias ne constituent qu'un cas particulier des étroitures au sortir desquelles le courant, en s'épanouissant, dépose une partie de sa charge solide. N'importe quel paysage submergé susceptible d'engendrer une variation de vitesse du courant peut provoquer la formation d'accumulations de débouchés, de plan et de profil plus ou moins comparables.

Le plus bel exemple, au large, est fourni par la Passe de l'Ile aux Moutons, entre cette île et les roches des Leuriou et des Grands Pourceaux. Malgré sa largeur (environ 1 500 m), cette passe concentre le courant qui s'est engouffré dans l'entonnoir de l'Ile aux Moutons, dans sa partie large et profonde située entre Lesconil et les Bluiniers ; le courant est donc très fort au Sud de l'île, surtout le flot, qui est renforcé par le courant de houle, très marqué ici en raison de la forte pente de l'entonnoir. Le jusant, au contraire, sort de la baie de Concarneau en se partageant entre cette passe et celles qui encadrent la Basse-Jaune, de sorte qu'il est sensiblement moins rapide que le flot. L'effet d'étroiture ne se traduit pas ici par un ombilic de surcreusement, mais seulement par le fait que le seuil de moindre profondeur est décalé vers l'Est par rapport à l'étranglement le mieux marqué. A l'Est de ce seuil, dont le plan est légérement arqué, un delta de courant, épanoui en éventail, constitué de graviers et de menus galets de la gravelle consolidée connue en place vers 55 à 63 m de profondeur (cf. p. 82) broche sur les fonds vaseux de la baie de Concarneau.

Il existe sur le plateau continental d'autres accumulations de même plan, formant des deltas au sortir d'étroitures ; ainsi à l'Ouest de la Basse Moullec, au sortir des passes par lesquelles coulait jadis la rivière d'Etel ; de même, en plus petit, au débouché de la Fosse du Kornog. Mais il n'est pas possible ici de considérer ces accumulations comme fonctionnelles, faute d'une variation évidente dans la vitesse du courant ; sauf à espérer démontrer le contraire dans l'avenir par des mesures de courant, il est donc plus prudent d'admettre que, comme les autres deltas qui jalonnent les divers rivages quaternaires aujourd'hui submergés (voir Troisième partie, Chapitre I, Section II), il s'agit essentiellement de formes héritées, même si occasionnellement le sédiment superficiel y est remanié par les courants.

Enfin, on peut ranger parmi ces accumulations de débouchés les "cônes" alluviaux construits au débouché des canyons sous-marins, sur la rampe continentale. Mais il existe si peu de données sûres à propos de ceux de cette région-ci qu'il est inutile d'en parler.

1 - Voir la reproduction de deux photographies aériennes in : PINOT (J.-P.), 1969 a, Barre, in Encyclopaedia Universalis, t. III, pp. 12-13.

SECTION III
LES CHENAUX DE CIRCULATION

Ces chenaux sont des formes vives plus complexes que les simples accumulations vues précédemment. Ils sont modelés soit par les courants de marée, soit par les courants de retour vers le large des eaux d'afflux, là où ces courants sont maintenus au ras du fond par leur densité ou par la prédominance des mouvements vers la côte sur presque toute l'épaisseur de la tranche d'eau. Ils réutilisent souvent des formes héritées, c'est-à-dire d'anciennes vallées fluviatiles, mais le réemploi de ces vallées comme chenaux fonctionnels leur conserve une fraîcheur qu'elles devraient avoir perdue.

§ 1. LES CIRCULATIONS D'EAU AU RAS DU FOND.

La circulation de l'eau au ras du fond s'opère le plus souvent dans le même sens et à une moindre vitesse que la circulation de l'ensemble de la tranche d'eau. Dans ce cas, elle affecte toute l'aire parcourue par les courants et, dans la mesure où il existe des dépressions, les vitesses y sont moindres qu'ailleurs, parce que l'espace ouvert à la circulation est plus ample. Ce n'est que lorsque des barrières s'opposent à la circulation générale que les dépressions, ou passes, dans ces barrières sont le lieu d'une accélération du courant. Ce phénomène strictement localisé peut être mis en évidence par des profils hydrologiques qui montrent les pénétrations ou les sorties d'eau, en profondeur, par ces passes. Mais la circulation d'ensemble se fait dans des directions variées, et, dans le cas des passes, alternativement dans un sens et dans l'autre.

Il en va différemment des courants de retour, qui sont des concentrations d'eau circulant à contre-sens de la circulation générale du moment. Ces courants de retour (cf. p. 108) comportent deux variantes, l'une plus aisément visible, mais de peu d'efficacité morphologique autre que locale, le courant de refend ("rip-current" des auteurs de langue anglaise) par lequel le retour se fait en sur-

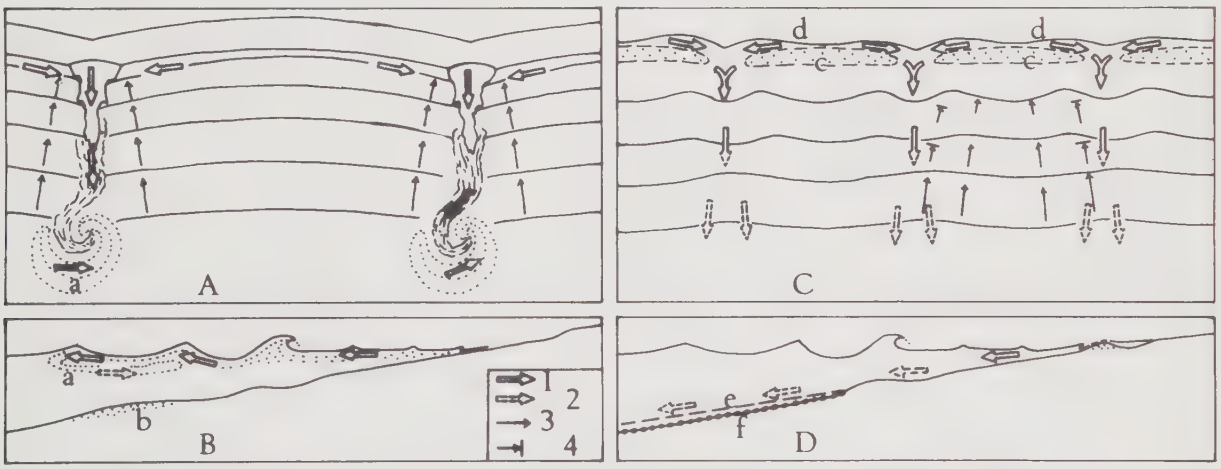


Fig. 73

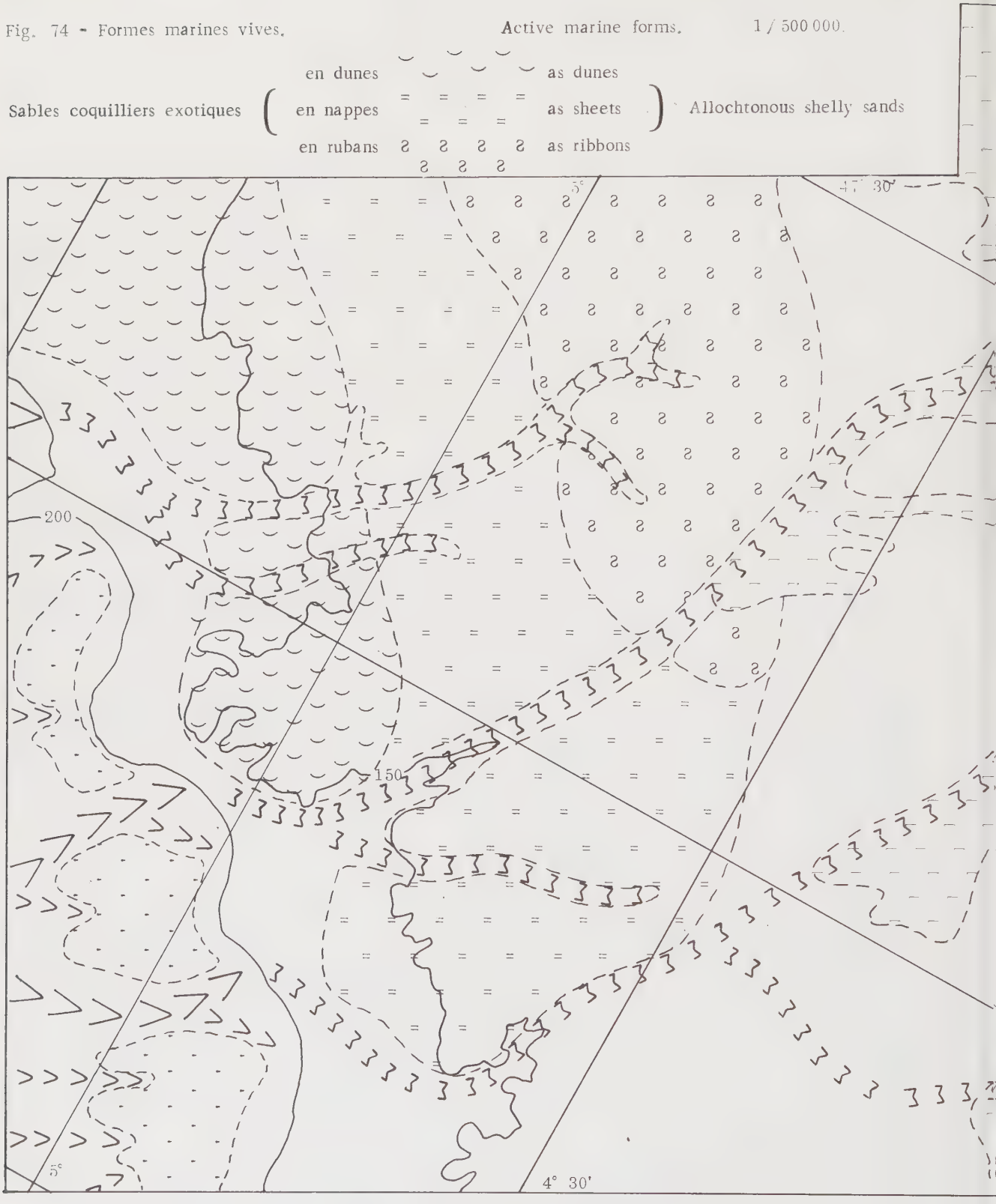
- Courants d'arrachement et courants de refend. Undertow and rip-currents.
A. Plan d'une cellule de courant de refend. Map of a rip-current cell.
B. Coupe d'un courant de refend. Section of a rip-current.
C. Plan d'un courant d'arrachement. Map of undertow.
D. Coupe d'un courant d'arrachement. Section in an undertow.

1 = Courant superficiel - Surface current ; 2 = Courant en profondeur - Current near the bottom ; 3 = Sens de propagation des houles - Direction of swell propagation ; 4 = Houles freinées par un courant superficiel contraire - Swell slowered by opposite surface current ; a = Tourbillon d'eau chargée de sédiment - Gyre of sediment-loaded water ; b = Accumulation de sable sous le tourbillon - Sand accumulation under the gyre ; c = Barre d'estran - Strand bar ; d = Bâche - Runnel ; e = Profil du fond en l'absence de courant - Profile of the bottom where there is no current ; f = Pavage de sédiments grossiers sur le fond, sous le courant d'arrachement - Coarse sediment on the bottom, under the undertow.

Fig. 74 - Formes marines vives. Active marine forms. 1 / 500 000.

Sables coquilliers exotiques (en dunes / en nappes / en rubans) Allochtonous shelly sands

as dunes
as sheets
as ribbons



Sables coquilliers locaux — Local shelly sands

Boues à globigérines — Globigerina oozes

Maerl — Calcareous algae

Vasière — Mud-field

Deltas de courant — Tidal deltas

Chenaux de retour — Backing channels

Canyons — Canyons

Ravins de l'escarpement — Scarp gullies

Rampes sédimentaires — Sedimentary rises

Rampes d'abrasion — Abrasional rises

face en quelques itinéraires étroits où l'eau circule à forte vitesse avant de s'épanouir en panache au-delà de la zone du déferlement, l'autre cachée, mais bien plus efficace, le courant d'arrachement ("undertow" des auteurs de langue anglaise) où l'eau de retour colle au fond, parce que tout le reste de la tranche d'eau est animé d'un mouvement net vers la côte. Probablement la densité relative de l'eau de retour joue-t-elle aussi un rôle dans le choix entre l'itinéraire de surface et l'itinéraire de fond, et il semble en effet qu'on ait plus souvent des retours en surface en été, quand l'eau de retour s'est échauffée sur la plage, et des retours au fond en hiver, lorsqu'elle s'y est refroidie.

Ces courants d'arrachement, dont le mécanisme est figuré fig. 73, p. 151, sont mis en évidence par les traces morpho-sédimentologiques qu'ils laissent sur l'avant-plage (cf. p. 98 et fig. 52 à 54, p. 99) ou sur les barres d'estuaire, où on les observe parfois (cf. fig. 20, p. 31, et le commentaire en haut de la p. 32, pour les ravineaux du flanc externe du Banc de Bénodet).

Il est bien plus difficile de mettre en évidence les courants de retour plus au large, car ils ne sont plaqués contre le fond que lorsque tout le reste de la tranche d'eau est animé d'un mouvement net vers la côte, c'est-à-dire par très forte houle, type de temps pendant lequel les observations hydrologiques sont rares. On ne peut donc que proposer une théorie des courants de retour, telle qu'elle permette d'expliquer la conservation des vallées fluviales submergées, grâce à leur utilisation actuelle par ces courants.

Par houle longue et vent de mer, des masses d'eau importantes venant du large passent à la verticale de l'accore. Une partie seulement de cette eau atteint le littoral, car le frottement sur le fond, et la rencontre d'obstacles topographiques provoquent à tous les niveaux le rebroussement des couches d'eau les plus profondes. Ce qui parvient à la côte doit, de même, revenir vers le large en se glissant sous la masse principale des eaux.

De la côte, mais aussi des reliefs qui parsèment le fond (barres d'estuaire, écueils, massifs rocheux sous-marins, terrasses alluviales, etc...) partent donc des filets d'eau, généralement concentrés, suivant des itinéraires abrités. Ces filets d'eau se regroupent, à la façon des rivières subaériennes, en réseaux dendritiques ; ainsi, l'ensemble des courants de retour au ras du fond issus des avant-plages se rassemblent dans la dépression prélittorale et la longent, généralement en se tenant au pied des roches qui en forment le flanc externe, car c'est là que le déplacement général des eaux vers la côte est le moins sensible au ras du fond ; par exemple, dans la baie de Concarneau, la vallée façonnée par ces courants au sein du remblaiement vaseux (et qui ne suit pas le même itinéraire que l'ancienne vallée du Moros, aujourd'hui fossilisée par ces vases) va passer sous Beg-Meil, au pied de la tourelle de Linuen, puis au pied du delta sous-marin au débouché de la Passe de l'Ile aux Moutons, longe ensuite le rebord de la terrasse à maerl qui borde l'archipel de Glénan (passant à quelques centaines de mètres de Penfret), puis la Basse Jaune, avant de tourner brusquement au Sud sous la Bouée de la Basse Jaune, en empruntant le flanc occidental du "chenal de l'Ile-Verte", et de gagner le large en longeant les roches Suettes de la Basse Jaune. Les courants de retour issus d'autres points du littoral décrivent des parcours analogues, de sorte que toutes les eaux de retour se concentrent en cinq filets qui sortent de la dépression prélittorale par les cinq issues façonnées autrefois par les fleuves : le couloir entre les Birvideaux et Belle-Ile, les passes de la Basse Moullec, la Fosse du Kornog, le chenal de l'Ile-Verte, et l'entonnoir de l'Ile aux Moutons.

Sur le flanc externe de l'échine rocheuse prélittorale, qui est le principal relief s'opposant à la progression des houles longues vers la côte, des courants de retour se forment aussi, qui tendent à se concentrer dans les menues vallées fluviales formées naguère sur ce versant ; ils rejoignent, après s'être faufilés parmi les roches éocènes, les troncs principaux sortis des cinq grandes passes et traversent la vasière du large le long d'itinéraires où la stabilité des vases est bien moindre qu'ailleurs ; ces itinéraires de regroupement semblent stables dans leur position là où ils sont corsetés par les roches éocènes, et le fond en est durablement marqué par un vannage grossier, généralement collé au pied même des massifs rocheux ; là au contraire où la vasière est une étendue monotone, les itinéraires divaguent un peu, et il n'y a pas de chenal bien tracé.

Sur le plateau continental externe, c'est par les grandes vallées submergées que ces courants gagnent l'accore (quoique parfois ils soient rejetés d'une vallée à l'autre par l'interposition de grands cordons littoraux plio-quaternaires). A l'accore, ils empruntent, quand les conditions hydrologiques continuent à les maintenir sur le fond (soit pour des raisons dynamiques : le mouvement d'ensemble des eaux vers la côte, soit pour des raisons de densité : leur basse température, en hiver), les canyons de l'escarpement, où ils se chargent de matériaux en raison des grandes vitesses qu'ils y acquièrent et par lesquels ils dévalent l'escarpement, gagnent la rampe continentale, puis la plaine abyssale. Ainsi, les courants de turbidité pourraient n'être que l'expression exacerbée des courants de retour des eaux d'afflux.

§ 2. L'IMPLANTATION DES CHENAUX : LE ROLE DES HERITAGES.

Les itinéraires empruntés par les courants de retour ne le sont pas au hasard : les héritages, c'est-à-dire les itinéraires façonnés antérieurement par d'autres circulations d'eau, jouent un rôle déterminant chaque fois qu'ils sont encore marqués dans le paysage (lorsque la sédimentation ne les a pas estompés).

Le plus déterminant de ces héritages, c'est la présence, dans l'échine rocheuse prélittorale, des cinq chenaux qui constituent des points de passage obligé. Le réseau amont (dans la dépression prélittorale) et aval (sur le plateau continental) est donc tracé en fonction de ces passages obligatoires.

En amont, les tracés hérités des vallées fluviales submergées ne sont déterminants que lorsqu'ils sont demeurés suffisamment encaissés pour former une protection efficace contre l'effet du mouvement général de l'eau vers la côte. Deux cas permettent donc aux courants de retour de s'affranchir de leur tutelle : celui où les vallées fluviales étaient évasées et constituaient une médiocre protection (le flanc de l'échine rocheuse prélittorale a pu alors constituer un abri plus efficace contre le frottement des houles du large) et celui où le taux de sédimentation était tel que dans l'intervalle de deux de ces chasses d'eau que constituent les courants de retour il ait pu y avoir colmatage de l'essentiel de la vallée. En fait, le colmatage rapide a surtout affecté une vallée déjà évasée, celle du Moros dans la traversée de la baie de Concarneau, alors que malgré le taux élevé de sédimentation dans la vallée du Blavet aux alentours de la Basse des Bretons (cf. fig. 12, p. 22) l'encaissement était tel qu'il restait toujours une protection suffisante pour que le courant de retour s'installe là et chasse les matériaux fins. Ce n'est qu'au sortir même des passes des estuaires, parce que les courants de retour n'y sont pas encore concentrés, que la sédimentation marine a pu effacer les traces topographiques du passage des vallées (au Banc des Truies, par exemple, ou devant le Pouldu ; mais au Pouldu une vallée creusée par la concentration des courants de retour se dessine dans la couverture sédimentaire actuelle dès 15 m.

En aval des cinq passes, les itinéraires des courants de retour suivent les vallées fluviales submergées, chaque fois que celles-ci sont protégées par des massifs rocheux sur leur flanc Sud-Ouest (du côté d'où viennent les houles longues) ; ils s'écartent de ces vallées lorsqu'elles sont prises en écharpe par ces houles, et sont rejetés alors contre les roches orientales ; par exemple, le courant issu de la passe septentrionale de la Basse Moullec (la seule fonctionnelle parmi ce groupe de passes) débouche sur un delta relique très exposé aux houles d'Ouest et de Sud-Ouest ; il est alors plaqué contre le pied du massif des Birvideaux, qu'il suit jusqu'à l'isobathe de 60 m environ (son passage est jalonné de cailloux et de galets, conservés à nu par l'ablation de toutes particules plus fines) et doit ensuite se joindre avec le courant venu de la Teignouse pour traverser le Trou Sud de Groix vers l'étroit passage de "la Barrière", par 47° 20' N et 3° 03' W Gr., où ils retrouvent une gorge façonnée par un fleuve pléistocène, la rivière Ferronnière.

Sur le plateau continental, les courants de retour empruntent généralement les vallées fluviales submergées, mais en fonction de leur dernier état, c'est-à-dire telles que les ont laissées les épisodes de morphogénèse littorale survenus depuis leur façonnement fluvial : plusieurs de ces vallées ont été fermées, alors que le littoral était installé en travers d'elles, par des cordons littoraux qui ont repoussé l'écoulement fluvial vers la vallée voisine (voir en troisième Partie, Chapitre I, section II) ; l'écoulement des courants de retour suit alors, dans la plupart des cas, cet itinéraire détourné.

Le plus souvent donc, que ce soit dans la dépression prélittorale ou au large, les courants de retour paraissent donc emprunter les itinéraires jadis façonnés par les fleuves.

Ainsi, les eaux de retour formeraient dans certaines conditions d'état de la mer et de température une circulation au ras du fond parfaitement comparable à celle des eaux météoriques sur le continent, circulation qui s'effectuerait uniquement vers le large et rendrait compte du bon état de conservation des vallées fluviales submergées que ces courants entretiendraient, par leur passage occasionnel, en balayant les dépôts vaseux ou sableux qui y sont normalement mis en place par les processus sous-marins ordinaires.

L'existence de ce processus, si elle était vérifiée, permettrait aussi de comprendre pourquoi, dans le passé, les fleuves ont généralement retrouvé à chaque régression leurs vallées antérieures, alors qu'on aurait pu penser que la sédimentation marine les aurait colmatées et que le fleuve, après avoir coulé au hasard sur les dépôts récents, aurait creusé par surimposition une nouvelle vallée, sans lien avec celle de la période régressive antérieure. Il est en fait exceptionnel que coexistent ainsi plusieurs itinéraires (sauf au Nord et au Nord-Ouest de Groix) et si une régression survenait actuellement il n'y aurait guère qu'en baie de Concarneau que le fleuve, empruntant le chenal façonné par les courants de retour, s'installerait sur un cours différent de celui de ses prédécesseurs.

On est conduit enfin à se demander si, lors de la première exondation d'une plateforme continentale, le réseau hydrographique "primitif" qui s'installe ne serait pas guidé par l'existence de chenaux façonnés par l'érosion sous-marine, plutôt que de suivre simplement la plus grande pente.

SECTION IV
LES FORMES D'EROSION

L'érosion sous-marine différentielle, qui n'est pas très vigoureuse (cf. Chapitre IV, pp. 125-140) a cependant pu marquer d'une empreinte originale les quatre types de sites dans lesquels elle a l'action la plus marquée : l'infra-littoral, les pentes faisant face au large dans la gamme des profondeurs comprises entre 20 et 60 m, les roches calcaires, et les chenaux de circulation des courants de retour. Ces derniers viennent d'être évoqués, et nous ne traiterons ici que des trois autres.

§ 1. LES FORMES INFRA-LITTORALES D'EROSION.

Les bas d'estran, quand ils sont formés de roches, sont l'objet d'une érosion plus modeste que celle qui façonne les falaises et les plateformes d'abrasion du haut d'estran. On y reconnaît pourtant le déchaussement des blocs par le choc des vagues, après qu'ils aient été progressivement disjoints par l'action des êtres vivants, et l'abrasion des régions déprimées par le va-et-vient des graviers et des galets. Le paysage caractéristique se compose donc de la juxtaposition de parties déprimées (où la roche est régularisée par l'abrasion, où les filonnets et les lits plus résistants sont laissés en saillie, où des éléments meubles jonchent, à marée basse, la surface d'abrasion locale) et de chicots rocheux en saillie (dont les fissures envahies de plantes et d'animaux baillent progressivement, et que des blocs plus ou moins récemment basculés entourent du côté du large).

Ce type de paysage semble se continuer dans les régions qui ne sont jamais émergées, jusqu'à une profondeur variable selon l'énergie locale des houles, mais qui doit pouvoir atteindre la vingtaine de mètres dans les endroits les plus exposés, sur le flanc Sud de l'archipel de Glénan, par exemple.

§ 2. LES VERSANTS FACE AU LARGE.

Au-dessous de cette profondeur de l'ordre de 20 m, le basculement par impact des vagues devient exceptionnel et l'action dominante est alors l'abrasion par le va-et-vient des particules meubles ; mais celà même ne peut se produire que dans les secteurs exposés, les seuls où les houles longues capables d'avoir une action appréciable sur le fond arrivent sans avoir été freinées. C'est donc uniquement sur le flanc externe de l'échine rocheuse prélittorale (ainsi qu'au pied de l'avant-côte de Lesconil et du Guilvinec, où il n'existe pas d'échine rocheuse protectrice) que l'on peut observer la zonation des formes en fonction de la profondeur : dans les roches tendres, comme les micaschistes, où le versant initial était déjà en pente médiocre, un paysage façonné essentiellement par l'érosion succède, quand la profondeur s'accroît, au paysage chaotique infra-littoral, où le renversement des blocs déchaussés domine et où l'abrasion ne modèle que le plancher des couloirs protégés par l'encadrement de massifs rocheux. Ce sont les versants réguliers, dont le type est situé au Sud-Ouest de Groix : pente très modeste (moins de 0,5 %) de sorte que les particules, même grossières, puissent éventuellement la remonter ; aplanissement correct dans l'intervalle des restes rocheux ; subsistance de chicots rocheux formant monadnocks, sapés à la base par l'érosion latérale.

Dans les roches dures, les granites de Glénan ou de l'avant-côte bigoudenne, les versants antérieurs à la transgression, assez abrupts, souvent sapés à la base lors de stationnements du niveau de la mer où ils avaient joué comme falaises, ont des pentes trop fortes pour que les éléments meubles puissent y aller et venir. Aussi paraissent-ils présenter une sorte d'immunité morphologique, car la seule évolution qu'ils semblent subir ne consiste qu'en l'évacuation par gros temps des rares débris qui peuvent y traîner encore, et ce n'est qu'à la base que subsiste un peu d'abrasion (comme à Baz-an-Ero, cf. p. 128) qui tend à exagérer encore la pente d'ensemble.

Une opposition aussi nette entre roches dures et roches tendres, où l'évolution actuelle est non seulement différente, mais encore divergente, puisque la pente se raidit pour les roches dures et se réduit pour les roches tendres, doit inciter à la plus grande prudence en matière d'interprétation des formes fossiles parfois rencontrées à la base de certaines séries géologiques : si la poursuite de la transgression, ou un affaissement tectonique, permettait ici une sédimentation marine fine, on aurait dans le cas des roches tendres un "conglomérat de base" formé par les cailloutis meubles qui façonnent actuellement les versants réguliers, mais sur les roches dures, dans les mêmes conditions de bathymétrie et d'exposition, les dépôts fins du large reposeraient directement sur la roche saine, dont la topographie

serait très contrastée. Les interprétations paléogéographiques usuelles de ces deux types de séquences tendent pourtant à en rechercher l'origine dans des situations très différentes.

§ 3. LES ROCHES CALCAIRES.

Ces roches, presque toujours formées au Lutétien supérieur, se présentent actuellement comme de petits bastions dominant (de 5 à 10 m en général, exceptionnellement de 15 ou 20 m) la vasière environnante ou les formations sablo-graveleuses qui les ourlent. Ces bastions, souvent étirés selon les directions structurales, forment des escarpements de faille ou de cuesta, tantôt face au large, tantôt face à la côte. L'essentiel de leur façonnement est sans doute antérieur à la dernière transgression et sera donc étudié dans la troisième partie. Mais ils semblent continuer aujourd'hui à évoluer, par érosion biologique et biochimique.

Cette érosion s'exerce de façon différente selon la profondeur : modeste dans les eaux ensoleillées où l'action des organismes constructeurs contrebalance celle des foreurs et de la dissolution, elle semble plus rapide dans les eaux froides et sombres qui entourent les roches du large (entre 50 et 90 m de profondeur, cf. p. 135). Elle varie probablement aussi selon la distance à laquelle se trouvent les sédiments meubles qui abritent la plus forte biomasse, si en effet la dissolution en eau profonde est, au moins partiellement, fonction de la production de CO^2 par les organismes vivant dans les vasières. Surtout, elle varie selon la lithologie, puisque les dolomies azoïques sont peu attaquées par les organismes foreurs et résistent également à la dissolution. Il y a donc une certaine érosion différentielle ; de peu d'intérêt morphologique pour ce qui est de la différence entre les roches selon leur degré d'immersion, puisqu'ici les roches calcaires de la dépression prélittorale sont complétement isolées de celles du large (il en irait différemment si l'on avait un massif calcaire continu, plongeant peu-à-peu sous l'eau, car l'érosion plus rapide en profondeur produirait alors une accentuation progressive de la pente d'ensemble du massif), elle joue un rôle dans le modelé pour les deux autres facteurs : l'influence de la proximité de la vasière, si elle se vérifiait, rendrait compte du caractère abrupt des parois qui seraient en effet, dans ce cas, plus rapidement érodées à la base, peut-être sous l'aspect d'une sorte d'encoche de dissolution ; l'influence de la lithologie, surtout, permet la mise en valeur de beaux contrastes entre les dolomies, presqu'immunes, aux pentes raides, dont le front ne recule que par éboulement, et les lumachelles, profondément taraudées, en recul rapide. On s'explique alors la relative fermeté des cuestas sous-marines, malgré leur faible commandement. On comprend aussi pourquoi la majeure partie des affleurements rocheux est formée de cette dolomie azoïque, recristallisée, qui est si peu sensible à l'érosion, alors pourtant que l'épaisseur de cette roche apparaît assez modeste, dans l'ensemble de la série stratigraphique du Tertiaire inférieur et moyen.

Les formes vives, celles que l'on peut attribuer à l'action actuelle de la mer, sont donc peut-être plus importantes que ce que l'on admet généralement ; la plupart des auteurs admettent plus ou moins implicitement que le sommeil morphologique est la règle en milieu submergé ; je crois avoir montré que l'on pouvait mettre en doute cette idée reçue, et défini quelques directions dans lesquelles il est possible de rechercher les preuves d'une activité morphologique sous-marine.

Conclusion de la deuxième partie

La dynamique actuelle en milieu submergé n'est donc pas aussi négligeable qu'on le croit souvent ; l'efficacité de la morphogénèse sous-marine est mise en évidence par les faits suivants :
- au moins jusque vers 90 m de profondeur les roches saillantes sont dépouillées de couverture sédimentaire, alors qu'à terre les reliefs rocheux sont masqués sur la plus grande partie de leur surface (p. 83),
- les vases, même au large, sont occasionnellement remises en suspension (p. 111),
- les sables migrent, comme le montre la méthode des calcimétries fractionnelles (p. 115),
- des roches relativement tendres sont façonnées en plateformes d'abrasion jusque vers 60 m de profondeur (p. 129) ou soumises à l'érosion biologique avec une "profondeur optimale d'érosion biologique" entre 50 et 90 m (p. 135).

La plupart de ces faits peuvent s'expliquer par des mouvements ou des ébranlements de l'eau, dont le mécanisme n'est pas solidement établi et dont la réalité même pourrait être contestée, mais dont on peut tracer le portrait suivant, qui regroupe un ensemble cohérent d'hypothèses de travail :

Il est probable que les courants de marée peuvent connaître, sur les fonds lisses, un écoulement à turbulence verticale atténuée (p. 96) que les pulsions alternatives engendrées jusqu'au fond par les houles longues (p. 101) transforment épisodiquement en écoulement à turbulence verticale accentuée (p. 106) ce qui accroît fortement la vitesse du courant de frottement et entraîne la remise en suspension des pélites (p. 143) ; la formation sur le fond, à la suite du départ des pélites, d'un pavement de particules grossières (p. 126) accroît encore la turbulence et le phénomène s'autocatalyse de telle sorte qu'une fois le dévasage commencé il ne peut qu'être à peu près total (p. 144) et qu'il existe des discontinuités dans l'espace entre zones envasées et zones dévasées, comme des discontinuités dans le temps entre les deux états d'un même fond (p. 127, de sorte qu'existent trois types de milieux (p. 107) : ceux où la turbulence est toujours accentuée et qui ne s'envasent jamais, ceux où les houles longues peuvent accroître la turbulence et qui sont envasés par temps calme et dévasés lors des tempêtes, et ceux qui, protégés de l'influence des houles longues par l'effet d'écran sur celles-ci des reliefs rugueux encadrants (p. 102), ont en permanence un revêtement de vase sous un écoulement à turbulence atténuée.

Les courants de retour des eaux d'afflux comportent une variété qui circule au ras du fond, les courants d'arrachement (pp. 108 & 154), lesquels jouent un rôle important dans le façonnement des avant-plages (p. 98) et semblent occasionnellement se regrouper au large et s'écouler vers le plateau continental en passant sous les eaux portées à la côte par les houles (p. 108), notamment en empruntant les anciennes vallées fluviales des régions périlittorales (p. 155) qu'ils entretiennent en état de fraîcheur (p. 85). Les courants de vidange du bourrelet d'eau froide du plateau médian (p. 108) les relaient peut-être dans cette action, sur les vallées du plateau continental externe.

Les ébranlements transmis à toute la masse d'eau lors des tempêtes semblent enfin jouer un rôle dans la dégradation progressive des pentes sous-marines (p. 81) et dans l'homogénéisation des sédiments superficiels (p. 111).

Dans les trois cas, ce sont les houles qui déclenchent le mécanisme morphologiquement actif, et le fait qu'elles soient relativement importantes ici rend sans doute compte de plusieurs des particularités de la région étudiée.

Les déplacements de particules dans des directions variées, qui résultent de l'interaction de ces divers agents morphologiques, ont des conséquences différentes selon les zones :
- sur le plateau continental, ces errances de sédiments se font en tous sens et prennent l'aspect de remaniements incessants d'une pellicule superficielle relativement peu épaisse, autour d'un état moyen qui respecte les grandes lignes de l'héritage morphologique, et parfois même les entretient (les vallées par exemple).
- lorsque les errances des particules sédimentaires les conduisent vers l'accore, elles se répartissent sur l'escarpement continental et la plaine abyssale, en une sédimentation durable, affectant une aire étendue, et sans espoir de retour vers le plateau continental.
- lorsque ces errances les conduisent vers la côte, elles s'y disposent en un ensemble linéaire d'accumulations variées, et transforment le littoral d'une façon durable, bien qu'une partie au moins des particules soit appelée à revenir à plus ou moins long terme vers le plateau continental.

Troisième partie

LE MODELÉ HÉRITÉ

Résumé. Le cadre dans lequel s'exercent les remaniements sédimentaires et les érosions dus à la dynamique actuelle est hérité des périodes antérieures. C'est au Quaternaire qu'ont été façonnées les vallées fluviales qui servent aujourd'hui d'itinéraires aux courants de retour et les formes littorales qui jalonnent certaines isobathes. Le détail des formes des vallées et des littoraux est très complexe et sa compréhension supposerait l'établissement d'une chronologie des variations du niveau de la mer au Quaternaire ; dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut esquisser que les grandes lignes de cette chronologie. Quant à la forme générale du précontinent, à la position de la côte et de l'accore, à la disposition zonée des divers types de modelés, à la mise en place des axes majeurs du façonnement actuel, ce sont des traits plus anciens, dont rendent compte les alternances, au Tertiaire, de phases de sédimentation et de crises tectoniques.

J'ai fait une part large à la dynamique actuelle. Mais elle n'explique quand même que les traits les plus superficiels du relief, et l'essentiel du modelé est hérité. Il ne peut en être autrement puisque le régime actuel de la morphogénèse ne remonte, sur la majeure partie de la plateforme continentale, qu'à une dizaine de milliers d'années, et que la submersion de la plateforme a modifié sensiblement les processus qui affectaient l'escarpement continental et même la plaine abyssale.

Sans doute, dans cet héritage, trouve-t-on l'influence de phases antérieures où déjà régnait un régime très comparable à celui d'aujourd'hui : on ne peut expliquer que les vallées aient, à chaque régression, retrouvé sans aucune hésitation leurs tracés anciens que par le fait qu'elles aient déjà, lors des précédentes transgressions, été entretenues sous l'eau par le jeu des courants de retour. Mais le modelé hérité n'est pas le résultat de l'addition des processus subaériens à ces processus sous-marins. Il résulte d'une véritable collaboration entre plusieurs types morphogénétiques, dont chacun accomplit une partie du travail : par exemple, les roches que l'altération subaérienne a transformées superficiellement, mais sans exportation des matériaux, en arènes sont dépouillées de leurs altérites par les processus littoraux et sous-marins, qui mettent la roche saine en position d'être à nouveau attaquée, lors de la régression suivante, par les processus d'altération. L'efficacité de la transformation du paysage est donc plus grande quand alternent des processus complémentaires que lorsqu'il n'y a que l'action monotone d'un seul d'entre eux : c'est ce que l'on observe sur l'estran, par l'alternance à court terme des processus subaériens et marins, et c'est ce qu'à une autre échelle on observe sur la partie du précontinent qui a été soumise aux régressions quaternaires.

L'importance de l'alternance rend nécessaire une bonne connaissance de la chronologie des alternances, et c'est malheureusement l'un des points sur lesquels l'incertitude reste grande. J'ai donc cru devoir séparer les problèmes chronologiques des problèmes purement morphogénétiques, en en faisant un chapitre à part sur lequel pèse l'absence de datations absolues et la rareté des datations relatives solidement établies.

Par contre, le premier chapitre apparaîtra sans doute à maint lecteur comme démesurément long (48 pages) ; j'avais d'abord prévu de faire sur les thèmes qui y sont traités trois chapitres différents. Mais à la rédaction il m'a paru qu'une coupure franche entre les vallées et les embouchures ou bien entre les embouchures et les littoraux tronçonnerait artificiellement une réalité homogène dont ces diverses formes ne sont que des aspects complémentaires ; dès lors, isoler les interfluves eût été leur donner une importance excessive ; c'est pourquoi j'ai tout regroupé en un seul chapitre, regrettant même de devoir séparer en une Section II les embouchures, d'une part des fleuves qui leur ont donné naissance, et d'autre part des littoraux dont elles sont l'un des faciès. Le lecteur voudra bien traiter le développement sur les embouchures plutôt comme une "Section transitionnelle", qu'il ne faut pas, si l'on fait une lecture suivie de ce travail, séparer de la précédente ni de la suivante.

Le dernier chapitre est consacré à l'héritage tertiaire. On ne s'étonnera pas d'y retrouver le Pliocène, qui figure ainsi dans les divers chapitres de cette troisième partie : c'est que cette époque est ambiguë, participant encore des caractères des autres époques du Tertiaire, mais préfigurant déjà sur bien des points le Quaternaire dont il est d'ailleurs si difficile à distinguer.

Je n'ai consacré au Tertiaire qu'un chapitre que j'ai voulu court et limité aux faits essentiels, parce que je ne suis pas et ne veux pas être géologue, et que l'histoire géologique ne m'intéresse que par les lumières qu'elle jette sur la mise en place des formes du terrain.

La collecte des données géologiques et géophysiques et leur interprétation sont du reste l'œuvre commune d'Yann Delanoë et de moi-même, et ma collaboration avec lui a joué pour l'élaboration de la troisième partie, sur le modelé hérité, le même rôle que ma collaboration avec Michel Glémarec a joué pour l'élaboration de la deuxième partie, sur la dynamique actuelle. C'est donc dans ses travaux que l'on trouvera les informations qui pourront paraître manquer ici.

Chapitre I

Formes et sédiments plio-quaternaires

Résumé. Le réseau hydrographique datant des périodes de régression est complexe, et hiérarchisé sauf sur le plateau continental externe où les grands troncs fluviaux restent parallèles. Les lits fluviaux les plus récents, plus larges sur le plateau que dans les régions périlittorales ou à terre, fossilisent des lits rocheux profondément incisés. Les profils en long sont diversement tendus, en fonction des conditions de leur mise en place (niveau de base et climat) et des mouvements ultérieurs de déformation de la plateforme. Les terrasses alluviales, bien développées, sont souvent faites de galets dans les régions périlittorales, et de graviers sur le plateau continental externe.

Les embouchures de ces fleuves sont généralement des rias plus ou moins évoluées en estuaires, avec étranglement de l'issue par des cordons littoraux, et formation d'un delta sous-marin pro-estuarien. A l'accore, chaque embouchure est décalée vers l'Ouest par un grand poulier de galets.

Les littoraux anciens se présentent soit comme des falaises, notamment dans les micaschistes ou les roches éocènes, soit, plus souvent, comme des accumulations de sable ou de galets, plus ou moins démantelées par les agents morphologiques sous-marins ou lors des émersions. Leurs plans indiquent souvent une dérive littorale impliquant des houles dominantes de secteur Sud. Les matériaux des accumulations ont été en majeure partie apportés par les fleuves et redistribués par la dérive littorale, puis, parfois, remaniés en dunes.

Les interfluves présentent, dans les régions périlittorales, un modelé très proche de celui des régions émergées, avec seulement une meilleure évacuation des débris meubles et un rôle plus marqué des failles cénozoïques ; au large, les remaniements éoliens semblent y avoir joué un rôle important.

Le relief hérité, dont l'évolution vers l'aspect actuel semble avoir commencé lors de la révolution pontienne, et avoir duré pendant tout le Pliocène et tout le Quaternaire, porte partout, même sur le plateau continental externe, la marque profonde, déterminante, du ruissellement subaérien. C'est le réseau dendritique des vallées qui a déterminé le reste de l'évolution, qu'il s'agisse de celle des littoraux, rythmés par la succession des embouchures, ou de celle des interfluves.

SECTION I
LES VALLEES

Entretenues actuellement par les circulations d'eaux de retour au ras du fond (cf. pp. 108 & 154), les vallées sont quand même pour l'essentiel l'héritage des phases d'émersion. Ces émersions ont été inégales par leur ampleur et leur durée, et les diverses parties du réseau n'ont donc pas disposé de durées identiques pour acquérir leur façonnement. Ces disparités dans l'avancement de l'évolution se marquent dans le plan, dans les profils longitudinaux, et dans les profils transversaux.

§ 1. LE PLAN DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

La direction d'ensemble des diverses vallées est conforme à la pente générale du plateau continental (cf. fig. 13, p. 22, et fig. 25, p. 39). Mais il faut nuancer ceci sur trois points : d'une part l'échine rocheuse prélittorale oblige toutes les vallées à un parcours plus ou moins long parallèlement au littoral ; en second lieu la présence de roches éocènes au large de cette échine conduit les vallées qui les traversent à décrire des sinuosités pour profiter des points de passage entre les massifs rocheux ; enfin, il existe dans le secteur amont des réseaux hydrographiques une hiérarchisation qui est inconnue en aval.

A. Effets de l'échine rocheuse prélittorale.

Les rivières qui parviennent actuellement à la mer à l'Est de la Pointe de Mousterlin se déversent dans la dépression prélittorale. Or, les passes de l'échine rocheuse prélittorale sont peu nombreuses et, lors des épisodes de bas niveau marin, les rivières ne pouvaient donc que se regrouper dans la dépression et y former des organismes fluviaux plus importants. Pendant la plus grande partie du Plio-Quaternaire, il n'y a eu dans l'échine rocheuse que deux ouvertures : l'une au Sud-Est de Groix (passes au Nord de la Basse Moullec), l'autre à l'Est de la Basse Jaune ("chenal de l'Ile-Verte") ; en effet, la région déprimée comprise entre Penfret et la Basse-Jaune, où aujourd'hui seules des têtes de roche saillent çà et là hors du sable, masque une barrière rocheuse dans laquelle les profils sismiques n'ont permis de déceler aucune entaille de vallée. Les eaux franchissant l'échine rocheuse formaient donc, plus au large, deux fleuves, auxquels il faut bien entendu ajouter à l'Ouest celui formé par les rivières qui débouchent dans la baie de Bénodet et sur le Cap Caval, et à l'Est, du moins depuis le Pléistocène, une rivière venue du golfe du Morbihan par la Passe de la Teignouse.

Mais, parmi les rivières de la dépression prélittorale, si celles de l'Ouest (rivière de la Forest, Moros, ruisseau de Pont-Minaouet) sont toujours sorties par le chenal de l'Ile-Verte, et si la rivière d'Etel a toujours emprunté l'une ou l'autre des passes situées au Nord de la Basse Moullec, toutes les rivières intermédiaires, qui sont les plus importantes : Blavet, Scorff, Laïta, Bélon, Aven, ont utilisé successivement les deux issues. Les levés en prospection sismique que Delanoë, Dieucho et moi avons opérés dans la dépression prélittorale ont en effet montré (1) qu'il existait deux réseaux de vallées, l'un fossile et l'autre seulement submergé, qui n'est fossilisé qu'en de rares endroits et depuis peu.

Dans une première phase, le tronc principal a parcouru la dépression vers l'Est, et une vallée profonde passe au pied même de la côte Nord de Groix, se prolongeant par une étroite incision entre cette île et la Basse du Guihel, par laquelle le fleuve rejoignait le débouché des passes de la Basse Moullec.

Dans une seconde phase (cf. fig. 75, B, p. 163), le tronc fluvial principal allait vers l'Ouest, et toutes les eaux sortaient par la passe de la Basse Jaune. La date de ce renversement du draînage n'est pas connue, mais il peut être mis en corrélation avec un basculement général vers l'Ouest de la plateforme continentale. Ce basculement est du reste attesté par la disposition actuelle des affleurements d'Eocène (cf. p. 37), celle du front des reliefs continentaux (cf. p. 54) et celle de l'accore qui, située au large de la Gironde vers 120 m, est au large des Sables d'Olonne vers 150 m, au large de Groix vers 165 m, et au Sud de la mer Celtique vers 180 m.

Tout-à-fait récemment une troisième passe, la Fosse du Kornog (cf fig. 8, p. 18) s'est

1 - DELANOE (Y.), DIEUCHO (A.) & PINOT (J.P.), 1972.

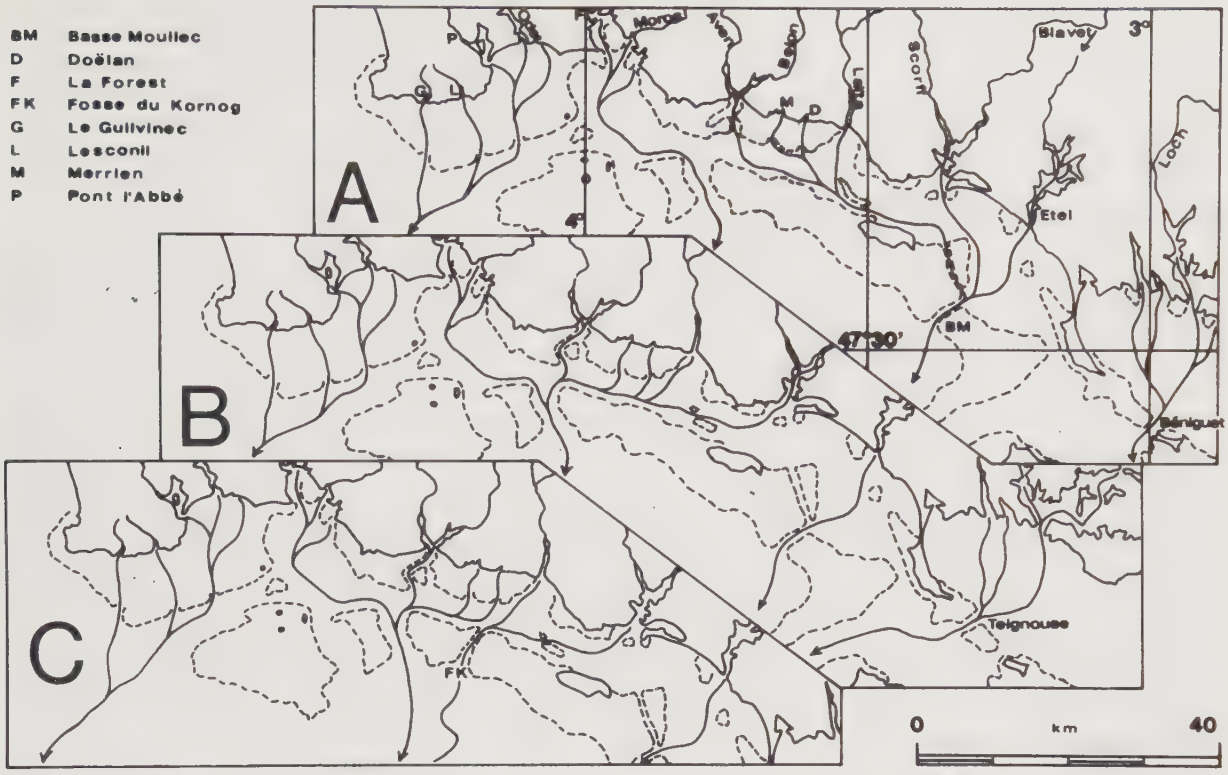


Fig. 75 - Itinéraires successifs des écoulements fluviaux pendant les régressions. 1 / 1 000 000.
Successive courses of fluvial streams during regressions.
A. Pliocène ; B. Pléistocène moyen - Mid Pleistocene ; C. Début de l'Holocène - Early Holocene.
Cernés de tiretés, les massifs rocheux - Dashed lines around rocky bottoms.

ouverte, probablement (1) à la faveur d'un stationnement du niveau de la mer vers 37 m sous l'actuel, au cours duquel l'échine rocheuse étant très faiblement submergée en cet endroit où les roches étaient fragilisées par une faille qui a rejoué au Cénozoïque, les courants de marée ont exploité la zone de faiblesse et creusé une entaille qui a été utilisée par les eaux du Blavet, du Scorff et de la Laïta lors de la régression suivante.

A la veille de la transgression flandrienne, il y a un peu plus de 10 000 ans, le réseau hydrographique comportait donc, pour la région médiane, trois fleuves (cf. fig. 13, p. 22) : la rivière d'Etel, grossie de quelques ruisseaux côtiers, empruntait l'une des passes de la Basse Moullec ; le Blavet, sortant par la Passe Ouest de Lorient, traversait en cluse la Basse des Bretons (cf. fig. 12, p. 22), recevait la Laïta, puis, par un coude de capture, rejoignait la Fosse du Kornog ; les autres rivières côtières (rivières de Doëlan, de Merrien et de Brigneau, Bélon, Aven) continuaient à utiliser une vallée désormais bien large pour elles pour rejoindre, à l'entrée de la Passe de la Basse-Jaune, le Moros et les ruisseaux côtiers de la Baie de Concarneau.

Dans les deux régions extrêmes, où manque la dépression prélittorale, deux fleuves complétaient la série : entre les Birvideaux et Belle-Ile passait un fleuve venu de la Teignouse, et, par-delà, du Golfe du Morbihan. Vanney (2) estimait, contrairement à l'avis de Ferronnière (3), que la vallée sortie de la Teignouse se dirige ensuite vers le Sud-Est ; mais des prospections sismiques plus récentes (4) ont

1 - PINOT (J.P.), 1966 j.

2 - VANNEY (J.R.), 1969, p. 86.

3 - FERRONNIERE (G.), 1922, Ce qu'un géologue peut lire sur une carte marine : étude de la Passe de la Teignouse, Bull. Soc. géol. minér. Bret., 3 (4) : 287-301.

4 - DELANOE (Y.), DIEUCHO (A.) & PINOT (J.P.), 1972.

montré que si un ancien écoulement venu du Morbihan et utilisant le Passage du Béniguet se dirigeait bien vers le Sud-Est, le basculement d'ensemble de la région avait ensuite reporté ce fleuve vers la Teignouse d'où il gagnait le Trou Sud. A l'Ouest, l'Odet rejoignait l'entonnoir de l'Ile aux Moutons par une vallée aujourd'hui en grande partie colmatée par les sables coquilliers (voir cependant la fig. 59, p. 116) puis, grossi des rivières de Lesconil et du Guilvinec, et des ruisseaux de l'Ouest du massif de Glénan, se faufilait entre les roches de Karreg Koat Kersaoz pour gagner le large.

B. Sinuosités parmi les reliefs d'Eocène.

Ces cinq fleuves, ayant franchi l'échine rocheuse, débouchaient dans un paysage accidenté de collines taillées dans l'Eocène (généralement le Lutétien supérieur), ceux de l'Est dès 60 ou 65 m de profondeur, et ceux de l'Ouest vers 85 ou 90 m seulement. Ces profondeurs déjà importantes supposent qu'au cours de l'histoire du façonnement de ces vallées les périodes d'émersion ont été moins nombreuses et plus courtes que pour les cours supérieurs. Si les vallées de la dépression prélittorale ont eu bien du temps pour évoluer en raison de la fréquence des régressions mineures, celles de la région des collines d'Eocène ont eu bien moins de temps, et dans plusieurs cas n'ont pas réussi à franchir directement des obstacles pourtant modestes.

Ainsi, on reconnaît sur les cartes bathymétriques (et cette disposition est confirmée par les levés en réflexion sismique) que la rivière issue de la Teignouse (que je propose d'appeler "Rivière Ferronnière") a d'abord suivi vers l'Ouest-Nord-Ouest la Coursive à Mathurin, puis est parvenue à trancher une gorge étroite (si étroite et si encombrée de rochers que les patrons de chalutiers de Gâvres et de Port-Louis en contestent l'existence) dans le principal chaînon d'Eocène (voir fig. 28, p. 43). De même, le Blavet, au sortir de la Fosse du Kornog, se trouvait affronté à une cuesta (disposée en hémicycle en raison d'une structure en dôme) qu'il doit longer un certain temps avant de la franchir (fig. 76, ci-dessous).

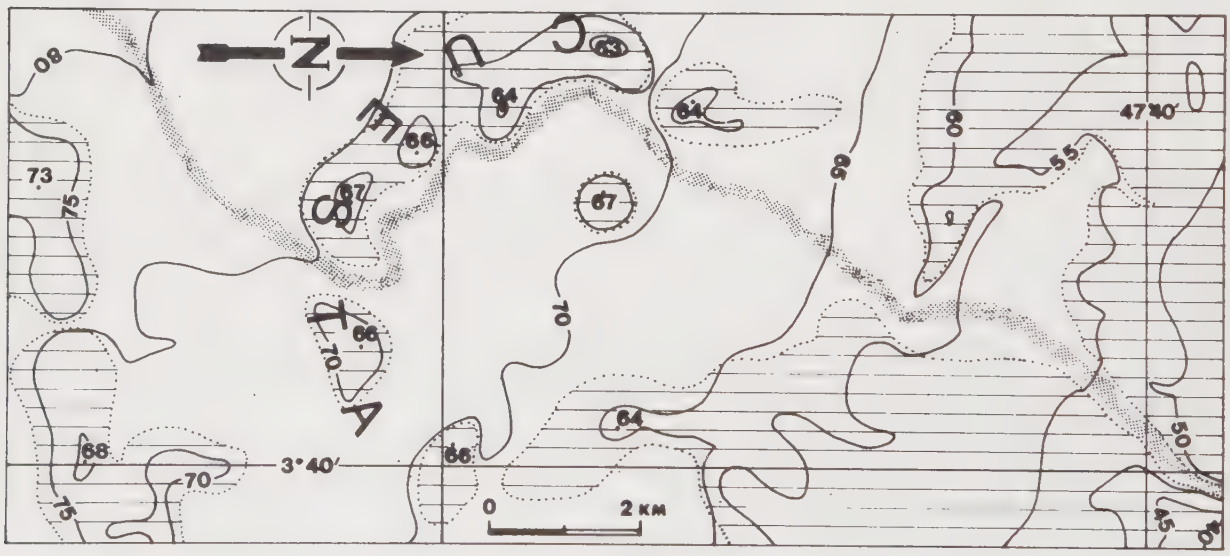


Fig. 76 - Cours ancien du Blavet au pied d'une cuesta d'Eocène. 1/100 000.
Old course of Blavet along a cuesta made of eocene rocks.

Toutefois, comme les roches d'Eocène ne forment pas, loin de là, une barrière aussi continue que l'échine rocheuse prélittorale, leur présence n'entraîne pas de progrès bien marqué dans la concentration des cours d'eau : si le Blavet, repoussé vers l'Ouest par les Chandeliers (Kantoloriou Bertin) retrouve de ce fait le tracé inférieur de son cours ancien et se réunit donc à l'ensemble des fleuves côtiers de l'Ouest (de la rivière de Doëlan à celle de la Forest), la rivière Ferronnière, par contre, ne rejoint plus la rivière d'Etel comme elle le faisait du temps où elle empruntait la Coursive à Mathurin.

La grande étape de la concentration du réseau hydrographique, c'est donc le franchissement de l'échine rocheuse prélittorale. Plus en aval, la concentration ne s'améliore guère.

C. Sur le plateau continental.

Les roches deviennent rares, une fois franchie la dernière cuesta d'Eocène ; aucune barrière structurale ne peut plus pousser à la concentration des cours d'eau ; de plus, la part de la durée totale que représentent les périodes d'émersion est de plus en plus réduite vers l'aval ; enfin, cette durée totale de l'évolution du paysage est plus courte, puisque dans les fonds de 70 à 100 m l'acheminement vers le paysage actuel a commencé dès après l'Eocène supérieur, alors qu'un peu en aval il n'a débuté qu'après l'Aquitanien, et, plus en aval encore, qu'après l'Helvétien.

On doit, par ailleurs, se souvenir que le processus de hiérarchisation des rivières passe par l'avantage donné à l'une d'elles par un niveau de base local plus bas ; ici, la proximité du niveau de base général rend peu plausible l'acquisition d'un avantage marqué par l'un des fleuves, d'autant moins que l'énergie du relief est très modérée (cf. fig. 22, p. 34) et que l'allongement de parcours consécutif à une éventuelle capture imposerait à la rivière capturée des pentes infimes.

On pourrait donc s'attendre à voir se dessiner ici un réseau hydrographique purement conséquent, du modèle de celui dont nos maîtres partaient jadis, en installant des rivières parallèles entre elles sur une plaine d'émersion récente, quand ils voulaient aboutir, de capture en capture, à l'explication d'un réseau réel.

Or, si les vallées principales sont en effet parallèles entre elles, il existe quand même un certain regroupement, qui s'opère dans deux zones : d'une part aux profondeurs de 110 à 120 m, où plusieurs vallons mineurs convergent les uns vers le Blavet, les autres vers l'Odet, formant deux réseaux en patte d'oie dont les confluences sont situées vers 47° 20' N ; d'autre part vers 135 m de profondeur, où le détournement de la vallée de la Rivière Ferronnière vers l'Ouest par l'interposition d'un poulier du rivage de 141 m sous l'actuel (cf. p. 193) est marqué, non par une confluence oblique, mais par un coude de capture bien dessiné, avec deux angles presque droits.

A l'exception de ces deux niveaux de regroupement, le plan général des vallées du plateau continental médian et externe reste dominé par le parallélisme. Toutefois, si les vallées suivent approximativement la plus grande pente topographique, qui correspond à peu près au plus fort pendage des couches sédimentaires, et apparaissent ainsi comme approximativement conséquentes, une analyse plus fine montre qu'elles sont, non pas perpendiculaires, mais obliques par rapport aux isobathes actuelles. Nous verrons plus loin (cf. p. 222) que leur tracé est plus en accord avec une disposition antérieure des isobathes.

Dans les espaces qui séparent les uns des autres les grands troncs fluviaux, des bassins-versants mineurs se sont établis (cf. fig. 77, pl. XI, pp. 168-169). Entre Odet et Blavet, par exemple, il s'agit d'une rivière peu encaissée, de direction générale parallèle à celle des deux grands fleuves voisins, et qui finit par rejoindre l'Odet à proximité de l'accore. Elle dispose probablement d'un réseau d'affluents, tous presque parallèles entre eux, mais qui finissent par se rapprocher d'elle et par s'y jeter par des confluences très obliques, en formant un éventail resserré comparable à celui du Lannemezan. Mais il est très difficile d'étudier ce plan avec précision, car les sondages du S.H.O.M. sont disposés parallèlement aux vallées, et, compte tenu du faible encaissement de celles-ci (2 ou 3 m en général), la moindre erreur dans la correction de marée adoptée pour une ligne de sondage fait naître une nouvelle vallée sur les cartes bathymétriques : or, les corrections de marée pour les sondages de 1967 ont été opérées à partir de la marée de Camaret, qui n'était peut-être pas le port de référence le plus approprié.

A l'accore, toutes les grandes vallées tournent vers l'Ouest, en raison de la présence d'une série de pouliers (cf. pp. 47 et 181-186) mis en place à une époque où le niveau de la mer était proche de 166 m sous l'actuel. A 2 ou 3 km de l'accore, elles font chacune un coude brusque, et ne vont déboucher sur des têtes de canyons qu'après 15 à 40 km de cours subparallèle à l'accore. Deux exceptions seulement à cette pratique, aux deux extrémités de la zone étudiée : à l'Ouest la grande vallée qui débouche dans le canyon d'Audierne (et dont je persiste à penser, malgré tant d'avis contraires, qu'il s'agit de celle de la Seine, ou plus exactement du grand complexe fluvial, contemporain des grandes glaciations scandinaves et britanniques, qui rassemblait les fleuves de l'Europe du Nord-Ouest pour franchir le Pas-de-Calais et emprunter ensuite les fosses de la Manche avant de tourner franchement au Sud au sortir de la Fosse d'Ouessant) ne comporte que des accumulations latérales de galets, mais pas de pouliers qui la détourneraient, comme si la puissance du fleuve responsable avait toujours empêché le développement d'un poulier transversal, ou comme si le fleuve n'avait utilisé ce débouché qu'une fois finie la période favorable aux constructions de grands pouliers ; à l'Est, les deux vallées entre lesquelles s'est partagé, au long des âges, le cours de la Loire (cf. fig. 49, pl. VI, pp. 88-89) ont bien construit ou laissé construire un poulier à leur issue commune, mais le fleuve l'a ensuite éventré en face de la tête du canyon de Saint-Nazaire.

§ 2. LES PROFILS TRANSVERSAUX.

Le fond de vallée actuel représente le dernier stade du façonnement fluvial, parfois conservé intact depuis la transgression, plus souvent masqué sous des dépôts marins subactuels, et dans quelques cas (ombilics de surcreusement des goulets) entaillé par les courants marins. Mais l'ensemble de la vallée reflète une longue histoire, qui se manifeste par l'existence d'un remblaiement souvent épais (12 à 20 m dans la plupart des cas) sous le lit le plus récent, et par la présence, assez fréquente, de terrasses alluviales au flanc des vallées.

Dans l'état actuel des données disponibles, une étude exhaustive des profils transversaux est impraticable, faute d'avoir en nombre suffisant des sondages implantés perpendiculairement aux vallées. Il faudra consacrer une ou plusieurs missions entières à des levés en sondage, réflexion sismique, dragage et carottage selon un programme spécialement conçu pour l'étude des rapports entre lits rocheux et terrasses avant de pouvoir fournir une vue synthétique de la question.

On peut néanmoins indiquer dès maintenant les grandes lignes de la disposition des profils transversaux, A/ pour les incisions les plus profondes, visibles en réflexion sismique, B/ pour les lits qui ont été fonctionnels en dernier lieu, étudiables à partir des sondages et des dragages, et C/ pour les lits anciens à des niveaux plus élevés, dont les traces discontinues forment des terrasses.

A. Profils transversaux des lits rocheux.

Les incisions les plus profondes, qui ne sont pas du même âge partout, ont en commun une certaine étroitesse du lit fluvial, encaissé entre des parois rocheuses relativement raides. Elles présentent cependant un aspect différent selon qu'elles sont taillées dans les roches résistantes de la région périlittorale ou dans les roches mal consolidées du plateau continental.

Les lits rocheux de la dépression périlittorale se trouvent habituellement entre 12 et 20 m, exceptionnellement jusqu'à 30 m, sous le fond actuel. Il est fréquent que le maximum de profondeur ne soit pas à la verticale du lit récent, et souvent l'implantation du lit ancien est beaucoup plus strictement dictée par la tectonique que celle du lit le plus récent.

Le franchissement de l'échine rocheuse prélittorale s'opère en général à la faveur de zones de broyage dues au jeu ancien ou récent de failles. Dans certains cas, l'incision maximale est rigoureusement limitée à la zone broyée, telle qu'on peut la discerner par la réflexion sismique. Dans d'autres cas, l'un des flancs de la vallée a été repoussé dans la roche saine, où a été taillé un escarpement vigoureux.

Dans la traversée de la région où affleurent les roches éocènes, les lits rocheux sont plus ou moins nettement façonnés en gradins en fonction de la résistance des différents bancs qu'ils rencontrent. Il leur arrive de présenter une certaine dissymétrie en fonction du pendage des roches rencontrées, mais cette dissymétrie est moins marquée que dans les lits les plus récents.

Sur le plateau continental, les lits rocheux ont un profil général en V, avec un fond plat de largeur très réduite (moins d'une centaine de mètres en général). Il est probable que les durées d'évolution du lit pendant les phases d'incision maximale ont été très brèves aux profondeurs supérieures à 100 m, en raison de la relative rareté des grandes régressions, et surtout de leur probable coïncidence avec des phases de fourniture abondante de débris aux fleuves.

B. Profils transversaux des lits récemment fonctionnels.

L'aspect des lits qui ont été fonctionnels lors de la dernière émersion a été modifié depuis par la morphogénèse littorale et par la morphogénèse sous-marine. La durée d'évolution depuis la submersion est d'autant plus longue que la région considérée est plus profonde, et dépasse peut-être la centaine de milliers d'années pour le plateau continental externe. Les modifications subies consistent en l'encombrement des lits par des sables migrateurs (généralement venus de l'Ouest ou de l'Ouest-Nord-Ouest), la sédimentation, temporaire ou permanente, de vases molles dans les parties déprimées, et, antagonistement, le balayage épisodique par les courants de retour. Le simple examen des bandes de sondage transversales et des cartes bathymétriques ne suffit donc pas à indiquer l'aspect du lit lors de sa période fonctionnelle, mais il faut opérer une restitution, forcément un peu arbitraire, de l'état ancien.

a) Dans la région périlittorale.

L'envasement a été assez marqué ; il comporte une couche superficielle, de 20 cm à plus d'un mètre d'épaisseur, de vase fine et molle aisément remise en suspension (cf. fig. 70, p. 142) qui colmate en partie les vallées (cf. fig. 11, p. 21). Sous cette pellicule à laquelle on peut échapper en opérant les levés à la mauvaise saison, une vase plus ancienne déjà un peu compactée (comme

dans la vallée ancienne du Blavet dans la région de Baz ar Vretoned - cf. fig. 12, p. 22), des sables coquilliers (sous les vases au Sud de Trévignon - cf. fig. 70, p. 142) ou des graviers (sous les vases du bassin d'Etel - cf. fig. 11, p. 21) constituent un revêtement marin plus ancien et dont il est plus difficile de faire abstraction. Il se distingue souvent mal, en réflexion sismique, des alluvions les plus récentes qui peuvent avoir été, dans ces régions de submersion récente, constituées par les matériaux fins des phases ultimes de la dernière période froide.

Pour cette raison, il n'est généralement pas possible de distinguer en réflexion sismique un lit mineur qui aurait pu être encaissé dans le lit majeur ; celui-ci, au contraire, est assez bien reconnaissable parce que le remblaiement marin vient buter contre ses flancs. Par exemple, le Blavet en Baie du Pouldu (fig. 12, p. 22) comportait, immédiatement avant la dernière transgression, un lit majeur de 800 m de large en amont de Baz ar Vretoned, un étranglement avec une largeur minimale de l'ordre de 150 m au passage de cette bande de micaschistes relativement résistants, puis un lit majeur de 400 à 500 m de large en aval, jusqu'à la Fosse du Kornog (fig. 8, p. 18) où il se rétrécissait à nouveau à 200 m et parfois moins. D'autres rivières ont façonné un lit majeur moins bien dessiné : l'itinéraire de la Rivière d'Etel entre les Pierres Noires et la Basse Moullec (fig. 11, p. 21) est facile à suivre, mais il est bien plus difficile de tracer exactement sur la carte les limites du lit majeur ancien, sauf là où il est bordé de terrasses alluviales dont le matériau est bien distinct, même lorsque les formes sont molles (cf. p. 174).

Dans l'ensemble, donc, les rivières qui ont façonné les vallées de la dépression prélittorale ne s'y sont pas comportées, pendant leur dernière phase d'activité, autrement que dans les tronçons supérieurs, aujourd'hui encore émergés, de leurs cours. C'est ainsi que la vallée taillée par le Blavet dans la Fosse du Kornog ne diffère de la "gorge de Saint-Congard" façonnée par l'Oust [1] que par l'altitude relative du relief traversé, mais non pas par la largeur du lit majeur, ni par la pente des versants.

b) Sur le plateau continental.

Les lits majeurs ont une grande largeur, dépassant presque toujours le kilomètre pour les organismes principaux. Ces lits, malgré la vase qui souvent les recouvre, sont bien distincts en réflexion sismique (mais la faible densité des passages dans ces régions éloignées empêche de tirer pleinement parti de cet avantage) comme si leurs matériaux ultimes étaient sensiblement plus grossiers que le remblaiement marin qui les voile. Le tapis sédimentaire qui les constitue est parfois mêlé de blocs démesurés (cf. fig. 29, p. 45, et texte des pp. 44 à 46) qui saillent de la vase et indiquent sa très médiocre épaisseur ; on distingue ainsi les irrégularités du lit majeur, qui comporte souvent plusieurs bras, enserrant d'anciennes îles qui les dominent d'un ou deux mètres.

Malgré la netteté du contact entre les alluvions les plus récentes et les vases marines qui les recouvrent, on ne voit généralement pas de lit mineur encaissé dans les alluvions ; il semble donc que les rivières qui ont façonné ces vallées avaient des chenaux multiples, anastomosés, peu encaissés, souvent délaissés par les eaux, qui à d'autres saisons débordaient sur l'ensemble de la vallée ; autrement dit, on discernerait les traces d'un régime à crues violentes séparées par des périodes d'extrême indigence. C'est ce régime irrégulier, plutôt qu'un accroissement substantiel du débit moyen, qui expliquerait la largeur relativement grande des vallées, qui ne peut pas s'expliquer uniquement par la médiocrité des contraintes lithologiques ou structurales sur le plateau continental.

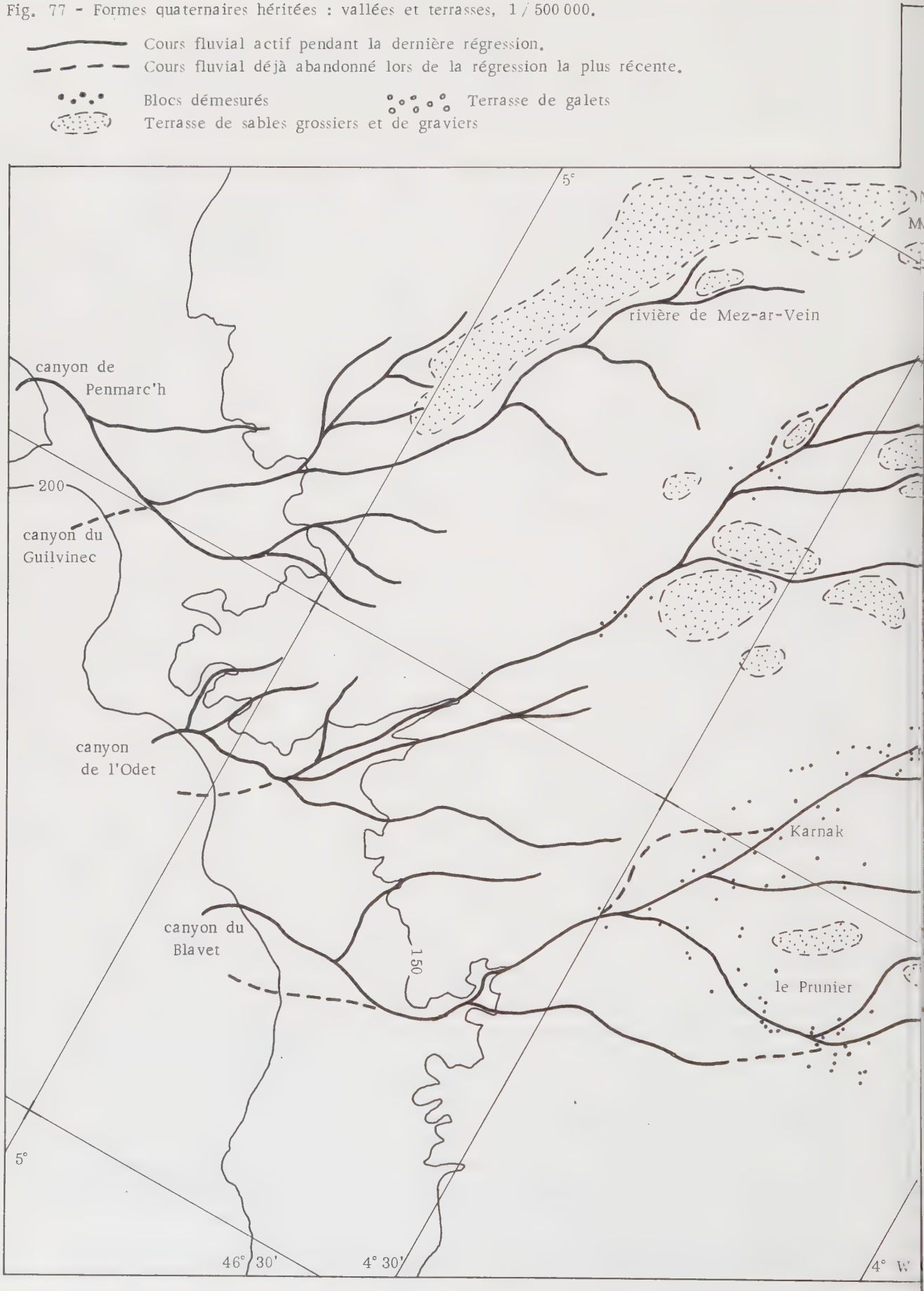
Un régime de ce genre rendrait compte aussi des levées latérales qui sont discernables sur les minutes du S.H.O.M. ; malencontreusement, la plupart de ces formes, étirées parallèlement à la vallée, sont de ce fait alignées sur les directions le long desquelles ont été pratiqués les sondages, de sorte qu'il existe une incertitude sur leur existence réelle (puisqu'une erreur dans l'estimation de la marée, réduisant d'un ou deux mètres toutes les valeurs d'une ligne de sonde, simulerait assez bien une levée latérale) ; de plus, la seule qui soit oblique par rapport aux lignes sondées, et donc d'existence certaine, est dans une position telle qu'il me semble plutôt qu'il s'agisse d'une forme estuarienne, et c'est avec les formes d'embouchure que je l'étudierai (cf. fig. 81, p. 179).

C. Profils transversaux des niveaux élevés.

Les lambeaux de terrasses qui marquent l'extension latérale des lits fluviaux anciens situés à des niveaux plus élevés que l'actuel sont inégalement conservés. Dans la mesure où la carte

1 - Guilcher (A.), 1948, p. 92.

Fig. 77 - Formes quaternaires héritées : vallées et terrasses, 1 / 500 000.



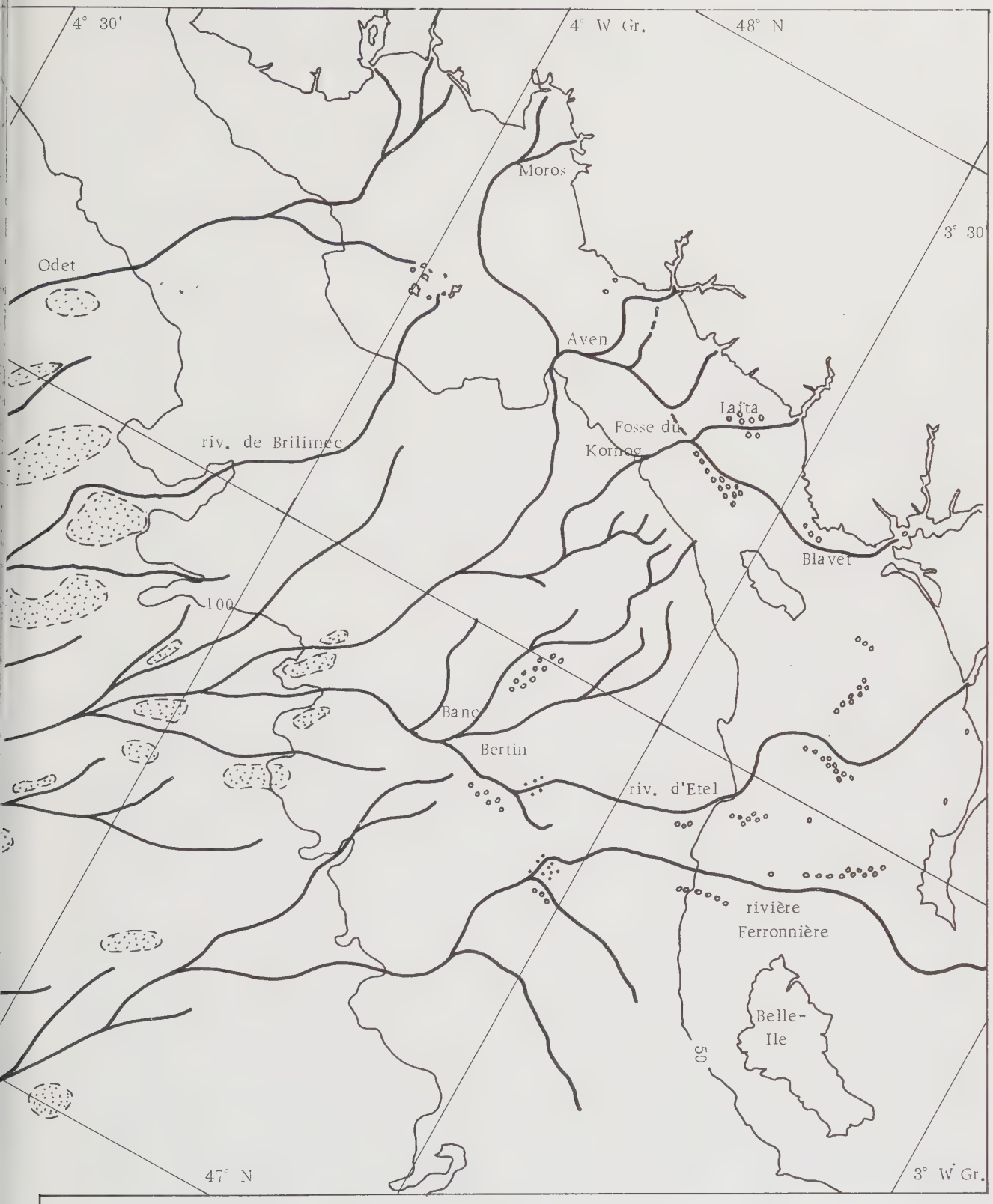


Fig. 77 - Inherited quaternary forms : valleys and terraces, 1 / 500 000.

Course of river during the younger regression.

Former course of river, unused during the younger regression.

Outsized blocks

Terraces made of pebbles

Terraces made of coarse sands and gravels

sédimentologique actuelle de la fraction sablo-graveleuse (cf. fig. 30, p. 47) donne une idée de leur répartition spatiale sous la forme des aires à sables grossiers et graviers, ils semblent plus développés à l'Est des lits les plus récents (rive gauche) qu'à l'Ouest. Est-ce dû à une migration progressive des lits fluviaux vers l'Ouest (peut-être sous l'effet de la force de Coriolis), au fait que certains itinéraires fluviatiles (et en particulier celui de l'Odet, où l'assymétrie des terrasses est le mieux marquée) longent des failles qui marquent leurs flancs occidentaux, de sorte que ces flancs sont plus abrupts et moins aptes à permettre la formation de terrasses, ou à ce que les écoulements sous-marins actuels (courants de retour, cf. p. 108) circulent préférentiellement dans les parties des dépressions le mieux protégées des houles d'Ouest, donc immédiatement au pied du flanc Ouest des vallées, et y pratiquent un sapement latéral ? Je ne suis pas à même de trancher, car les trois hypothèses sont également plausibles, et peut-être tout simplement les trois facteurs ont-ils concouru à la réalisation de l'assymétrie.

Quoi qu'il en soit, les terrasses élevées indiquent pour les lits majeurs anciens une largeur sensiblement supérieure à celle des lits majeurs des épisodes fluviaux récents ; le fait est assez général en Europe de l'Ouest et peut être attribué soit à un trait général de l'évolution plio-quaternaire (la grande quantité de sédiments disponibles au début de la liquidation de l'héritage pédologique tertiaire aurait conduit à l'encombrement des lits et à la divagation des cours d'eau), soit à une simple géométrie qui ferait que, toutes choses égales d'ailleurs, moins l'encaissement d'un fleuve est marqué, et plus son lit majeur est large : lors de l'installation initiale d'un système de drainage sur une plaine littorale fraîchement exondée, la divagation peut même s'effectuer sur des largeurs considérables, comme en témoigne dans le Bassin Parisien l'extension latérale des Sables de Lozère. A plusieurs titres, les sables grossiers et graviers qui jalonnent les anciennes divagations du Bas-Odet ne sont pas sans rappeler les Sables de Lozère ; mais seule l'étude granulométrique en a été faite jusqu'ici, et il se pourrait que leur étude minéralogique apporte des enseignements supplémentaires. En tout cas, il serait imprudent d'exclure pour ces épandages des plus hautes terrasses un âge très reculé, peut-être miocène, bien que dans l'état actuel des connaissances je sois plutôt tenté d'en faire du Pliocène moyen ou récent.

§ 3. LES PROFILS EN LONG.

Contrairement à ce qui se passe en milieu subaérien, où l'ensemble du profil en long est façonné simultanément par la rivière et où les irrégularités observées sont dues aux contraintes structurales ou à des héritages incomplètement liquidés, les profils en long des vallées submergées sont composites, puisque l'époque à laquelle chaque segment a été fonctionnel est d'autant plus reculée que la profondeur est plus grande : le cours inférieur reflète donc des conditions morphogénétiques plus anciennes que le cours moyen ou supérieur. Il en résulte que le profil établi à partir des cartes bathymétriques n'a pas de signification globale, et qu'outre les deux causes d'irrégularités connues à terre il comporte des variations de pente provoquées par le raccordement de tronçons d'âge différent. On peut donc exploiter l'analyse du profil le plus récent pour la recherche des disparités structurales et des cycles successifs d'érosion régressive, comme à terre, mais aussi pour celle des stationnements marins au cours desquels s'est effectué le raccord entre tronçons non contemporains entre eux.

A. Irrégularités du dernier profil en long.

J'ai donné (fig. 32, p. 49) le profil en long de la vallée submergée de l'Odet, depuis la ria jusqu'à l'accore. C'était pour montrer comment la vasière du large est plaquée dans la concavité la plus marquée du profil de la plateforme continentale. Mais ce fleuve n'est pas le plus caractéristique pour l'ensemble du profil en long, car il n'est pas issu de la dépression prélittorale. Les autres fleuves, au moins jusque vers 100 m de profondeur, ont des profils un peu différents, parce qu'ils comportent en général des alternances de sections en faible pente et de sections, plus courtes, en pente assez forte : les sections en faible pente sont, en amont, celles qui sont plus ou moins parallèles au rivage actuel parce qu'elles longent une barrière topographique et, en aval, celles qui semblent correspondre à d'anciennes embouchures ; les sections en pente plus forte correspondent aux traversées de barrières rocheuses ou de littoraux. Je rappelle, pour l'interprétation de ces profils, qu'ils ne sont pas directement comparables à ceux que l'on établit pour les rivières actuelles, parce qu'ils figurent le fond du lit et non, bien entendu, le niveau de l'eau ; c'est pourquoi il existe sur la fig. 78 une discontinuité entre les deux parties du profil.

Dans le cas du Blavet, le lit fluvial le plus récent se tient assez longtemps entre 35 et 40 m (dans la Baie du Pouldu - cf. fig. 12, p. 22) avec une pente inférieure à 0,5 °/₀₀ ; puis, franchissant la Fosse du Kornog (cf. fig. 8, p. 18), il descend rapidement de 40 à 70 m avec une pente maximale de 4 °/₀₀ entre 41 et 48 m, avant de marquer un nouveau palier entre 70 et 75 m quand il

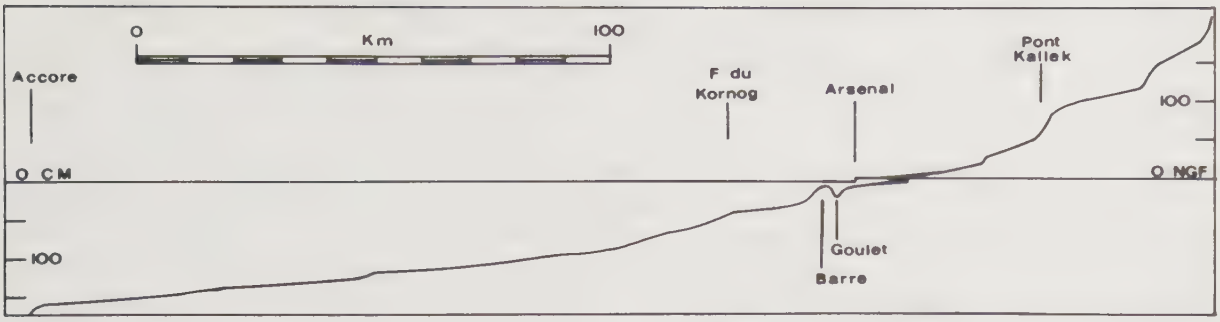


Fig. 78 - Profil en long du Blavet-Scorff. A terre, profil du Scorff, d'après Guilcher (A.), 1948, pl. VIII.
Longitudinal profile of Blavet-Scorff. Inland, Scorff profile, after
L 1/1 600 000 ; H 1/10 000 ; H x 160.

longe le front de la cuesta d'Eocène (cf. fig. 76, p. 164). Sa pente s'accentue à nouveau après qu'il l'ait franchie, puis, entre 90 et 120 m de profondeur il n'a plus qu'une pente modeste, de 0,8 °/₀₀ en moyenne, qui ne s'accentuera qu'entre 120 et 125 m, puis entre 140 et 145 m, où elle atteint 1,5 °/₀₀.

Ces variations de pente sont assurément dues, en amont, à la présence de barrières rocheuses ; mais il faut distinguer deux moyens qu'elles ont eus d'agir : du vivant du fleuve, l'étroitesse de la passe provoquait à son amont un encombrement générateur d'alluvionnement, et la dureté des roches formant les barrières en ralentissait l'incision ; il s'y ajoute le fait que depuis la submersion les aires protégées par des roches du côté du large sont le siège d'une sédimentation plus active, et que le lit tel que nous l'observons y a plus de chances qu'ailleurs d'avoir été exhaussé.

En aval, rien dans la structure géologique du plateau ne semble justifier l'existence de replats (la seule ligne de hauteurs qui soit probablement liée à la structure, dirigée Est-Ouest le long de 46° 45' N, entre 4° W Gr. et 4° 30' W Gr., n'affectait plus aucune vallée, lors de la plus récente régression qui ait exondé cette région). Les irrégularités du profil sont donc liées aux variations du niveau de la mer, et peut-être aux variations climatiques concomitantes.

L'effet d'une transgression sur le profil en long des vallées qu'elle ennoie est assez connu par l'exemple de la transgression holocène, bien que les conséquences de cette dernière ne soient sans doute pas entièrement développées à l'heure actuelle (puisqu'il reste des rias, qui seront comblées quand le nouvel équilibre fluvial accordé au niveau actuel de la mer aura été atteint). Dans les régions où l'instauration du nouvel équilibre se fait vite (régions de faible énergie de relief et de sédiments abondants) chaque séjour, même bref, de la mer à un niveau déterminé entraîne une forte sédimentation devant l'embouchure du moment, et la progression de la mer vers l'amont au fur et à mesure de la transgression opère un remblaiement généralisé tout du long de la vallée. Là au contraire où l'équilibre est obtenu lentement (ce qui est le cas actuel du littoral Sud de la Bretagne) seuls les stationnements marins relativement durables permettent au remblaiement de la vallée submergée de se faire, et l'on doit donc observer une alternance de segments peu remblayés, sur lesquels le passage de la morphogénèse d'embouchure s'est opéré trop vite pour laisser des traces appréciables, et de segments fortement remblayés, ceux sur lesquels le séjour du littoral aura été assez long pour provoquer une sédimentation importante.

La région étudiée est, sauf peut-être tout-à-fait à l'aval, sur le plateau continental externe, de celles où la construction des accumulations pro-estuariennes s'effectue lentement, de sorte que l'on peut espérer tirer du profil en long des vallées submergées des indications valables sur plusieurs stationnements marins anciens, dont le fait que leurs traces n'auront pas été détruites par des régressions postérieures prouvera, pour chacun d'eux, que depuis leur mise en place la mer n'est jamais descendue plus bas. La détermination précise du niveau de la mer responsable de la mise en place de chaque accumulation pro-estuarienne peut être tentée selon des méthodes qui seront exposées dans la seconde section de ce chapitre (cf. pp. 177-186).

B. Les profils longitudinaux enfouis ou perchés.

Les segments inférieurs du profil longitudinal actuel représentent chacun la basse vallée du fleuve lors d'une époque déterminée ; la partie amont du profil lors de chacune de ces époques est dans le prolongement de la basse vallée correspondante, toujours à l'état enfoui à l'amont immédiat du

segment conservé en position superficielle, mais parfois à l'état perché (terrasses) plus loin en amont, lorsque le profil ancien avait une plus forte pente que le profil récent.

C'est ainsi que le "lit à blocs démesurés", qui est en surface en aval de l'isobathe de 125 m environ, disparaît plus en amont sous les remblais contemporains d'un rivage de 120 m sous l'actuel ; mais les blocs démesurés reparaissent en surface, dominant de très peu le Banc Bertin, vers la profondeur de 85 m, le long d'un tributaire du Blavet immergé et non pas sur les bords même de ce fleuve. Par ailleurs les gros blocs chaotiques du goulet de Port-Louis forment, en réflexion sismique, un écran presque total empêchant une pénétration plus profonde, et on s'accorde généralement sur l'idée [1] qu'ils reposent sur la roche en place et sont issus de son démantèlement ; on ne peut cependant pas exclure qu'il s'agisse d'un dépôt alluvial. Des échos de même nature ont été observés en réflexion sismique, à des profondeurs variables, le long des axes des vallées, notamment dans la dépression prélittorale au Nord de Groix [1] et ont été initialement considérés comme des remontées en horst des roches du socle ; à mon avis, il s'agit plutôt de bancs axiaux de blocs importants, qui empêchent la pénétration de l'onde sismique, comme c'est souvent le cas dans les sédiments comportant des éléments grossiers (dès la taille des galets) insuffisamment colmatés par une matrice fine. Les blocs chaotiques du goulet de Port-Louis pourraient donc faire partie d'une nappe alluviale qui se retrouverait dans les Coureaux de Groix sous la forme d'un banc axial de gros blocs. On pourrait envisager que cette même nappe corresponde aux blocs démesurés alluviaux du large. La présence de ces gros éléments témoignerait alors d'une phase de transport par radeaux de glace et de dépôt localisé dans les axes des vallées, c'est-à-dire dans les parties profondes des cours d'eau, les seules où ces radeaux, à fort tirant d'eau, aient pu passer. Cette phase est antérieure au stationnement de la mer vers 120 m, puisque ses dépôts sont fossilisés sous ceux mis en place à l'embouchure lors de ce stationnement. Mais elle serait nécessairement postérieure au détournement du Blavet vers l'Ouest (phase B de la fig. 75, p. 163) si l'on pouvait établir que les dépôts attestés dans les Coureaux de Groix sont de même nature pétrographique que les blocs du goulet de Port-Louis et qu'ils ne proviennent pas de l'Ouest. La profondeur à laquelle ils sont enfouis semble interdire toute vérification, mais il se peut qu'on découvre ultérieurement un endroit où ils viendraient à l'affleurement.

Le "lieu" des creusements maximaux de chaque vallée, ou lit rocheux, forme un profil longitudinal composite, dont chaque segment peut dater d'une époque différente. On ne peut donc pas tirer de l'analyse du lit rocheux tel qu'il peut être tracé à l'aide de la réflexion sismique une vue d'ensemble de la situation à une époque quelconque ; plus probablement, à plusieurs époques il y a eu coexistence le long du fleuve de segments à remblaiement plus ou moins marqué et de segments où l'érosion s'exerçait sur la roche en place. Mais on ne pourra tenter la synthèse des états successifs du profil que lorsqu'on disposera de levés transversaux en réflexion sismique, correctement positionnés, à des intervalles rapprochés (1 km ?) tout du long de l'une au moins des vallées de l'Odet ou du Blavet.

Indépendamment des irrégularités dues à des contraintes structurales ou à des captures récentes, les profils longitudinaux sont façonnés en fonction de deux données essentielles : le niveau de base et les caractéristiques du régime fluvial. En principe, il devrait être plus facile de démêler la part respective de ces deux influences dans une étude de paléogéomorphologie sous-marine où l'on a en mains les données relatives à toute la longueur des cours fluviaux que dans les études habituelles, menées uniquement à terre en ne connaissant que la partie supérieure du cours. Le fait de pouvoir disposer d'un moyen d'enquête comme la prospection sismique et d'obtenir directement des profils des lits anciens, à la condition qu'ils soient marqués par une discontinuité de sédimentation et par un contraste dans les réponses sismiques, est un avantage supplémentaire qui donne au travail en milieu submergé une supériorité considérable sur celui que l'on peut conduire à terre. On peut donc espérer obtenir dans un avenir pas très éloigné des données chronologiques et climatiques sur le Plio-Quaternaire qui dépasseront de très loin, en précision et en fiabilité, tout ce que l'on a pu recueillir jusqu'ici à terre. Mais la rançon de cette efficacité du travail est le coût très supérieur des journées de terrain, par lequel est freiné le progrès de nos connaissances.

1 - Delanoë (Y.), Grassy (A.) & Grovel (A.), 1969, Application du sondage sismique continu par petits fonds à l'étude du littoral lorientais (Morbihan), C.-R. Acad. Sc., Paris, D, 268 : 1255-1258.

§ 4. LES TERRASSES.

Le développement qui suit ne vise pas à donner intégralement l'état des connaissances concernant les terrasses ; ces connaissances sont encore trop éparses pour qu'il vaille la peine d'en imprimer une synthèse qui ne pourrait que contenir beaucoup d'erreurs de fait et dont les conclusions seraient encore trop fragiles. Un certain nombre de données de base nous manquent encore, et nous savons qu'elles seront disponibles d'ici quelques années : dans la région périlittorale, des campagnes de prélévements systématiques d'échantillons et de complément des levés sismiques pourront être entreprises dès qu'on disposera des minutes des sondages que le S.H.O.M. est en train de faire (en 1973) ; au large, les incertitudes de positionnement, qui empêchaient tout travail de grande précision, cesseront de nous empoisonner l'existence grâce à l'emploi du réseau Toran permanent, mis en service en 1973. Il eût été absurde de travailler avec des cartes et un positionnement médiocres, alors qu'il suffisait de patienter un peu. Nous sommes maintenant en mesure d'aborder ce travail, qui fait l'objet du programme "Tervalar" (terrasses des vallées armoricaines) pour lequel nous demanderons des moyens à la mer pour 1976.

Certes, les résultats dont nous disposons déjà, et en particulier ceux qui ont été acquis depuis que l'équipe du Laboratoire de Géologie Marine de Nantes et moi collaborons pour les levés en réflexion sismique, sont passionnants, mais ils restent trop partiels et, plutôt que d'en tenter prématurément la synthèse, je préfère renvoyer le lecteur à la grande publication commune, dans laquelle Yann Delanoë et moi rassemblerons, dans quelques années, les données et les interprétations sur l'évolution des vallées et les lumières qu'elle jette sur la chronologie du Plio-Quaternaire.

A. Formes.

La plupart des lambeaux de terrasses se présentent comme des replats sur l'un des flancs de la vallée ; quelques-uns couronnent des îles entourées par deux bras qui ont été simultanément ou successivement fonctionnels ; il est exceptionnel que des terrasses se répondent sur les deux flancs de la vallée, et presque toujours il n'y en a que d'un seul côté.

Les sites dans lesquels les alluvions anciennes perchées ont été conservées sont variés : élargissement du cadre rocheux à l'aval d'une étroiture (terrasse de sédiments hétérométriques dominant de 5 ou 6 m la vallée du Blavet, à l'Ouest de Baz ar Vretoned - cf. fig. 12, p. 22), flanc d'un massif rocheux dont la vallée la plus récente s'éloigne à la faveur d'un méandre (terrasse de galets adossée aux micaschistes, au Sud de la Basse du Guihel - cf. fig. 11, p. 21, et fig. 79, p. 174), sommets d'interfluves du plateau continental (chapelet de témoins de la haute terrasse à l'Est du Blavet, depuis 47° 20' N / 4° W Gr. jusqu'à 47° N / 4° 15' W Gr. - voir sur la fig. 30, p. 47, les six ou sept pastilles de sables grossiers et graviers qui jalonnent cet alignement).

Fréquemment, le témoin conservé est étiré parallèlement à la vallée : rarement sur plus de 3 ou 4 km de longueur dans la dépression prélittorale, parfois jusqu'à 12 ou 15 km sur le plateau continental. La largeur du replat dépasse parfois le km (Baz ar Vretoned, haute terrasse de l'Odet sur le plateau continental), mais n'est souvent que de quelques centaines de mètres ; il en est probablement beaucoup de plus étroites, mais dans l'état actuel des moyens utilisés elles passent souvent inaperçues, et en tout cas les dragages y sont très difficiles à opérer si l'on veut éviter tout mélange avec des sédiments étrangers à la terrasse : j'en ai réussi un, au troisième essai, sur la terrasse de 40 à 50 m de large qui domine de 3 m le fond de la Fosse du Kornog, mais, comme il faisait beau temps, je n'ai obtenu que des sédiments de la couverture fine actuelle.

Le commandement de ces terrasses est modeste, et c'est pourquoi il est rare de discerner plus de deux terrasses étagées : la plus élevée se trouve en général à 5 ou 6 m au-dessus du lit le plus récent dans la dépression prélittorale, vers 2 ou 3 m dans les passes de l'échine rocheuse (y compris entre les Birvideaux et Belle-Ile), vers 3 à 5 m dans la zone des collines d'Eocène (il y a probablement des pastilles d'alluvions anciennes sur les sommets de ces collines, mais je n'ai jamais pu en obtenir d'échantillon) ; sur le plateau continental, la terrasse la plus élevée atteint 8 à 12 m de commandement, notamment là où les vallées sont vers 125 ou 130 m de profondeur ; la terrasse culminante ne semble pas être partout de même âge, et il serait abusif de vouloir utiliser le "lieu" des terrasses culminantes comme le témoin d'un profil longitudinal unique supposé représenter soit une phase d'alluvionnement maximal, soit un état particuliérement ancien des vallées. La preuve en est que la "terrasse à graviers" du plateau continental médian ne commence à s'individualiser au flanc de la vallée actuelle que vers 95 m de profondeur, où elle n'a qu'un mètre de commandement ; plus en amont, elle est masquée par les alluvions plus récentes (et, en outre, par les dépôts marins actuels) ; en aval, elle

se détache progressivement, avec 3 m de commandement là où le fond de vallée est vers 110 m, 8 m de commandement vers 130 m, 13 ou 14 m de commandement vers 140 m ; plus en aval, elle a probablement été détruite par l'érosion postérieure.

L'érosion ultérieure est en effet responsable de l'état de dégradation de la plupart des terrasses ; le plus souvent, il ne s'agit que du sapement latéral par la rivière pendant les phases d'incision, et alors la terrasse domine la vallée par un abrupt bien marqué : au Sud du Guihel, au Sud des Birvideaux, à l'Ouest de Baz ar Vretoned, par exemple. Dans certains cas, l'escarpement ainsi formé a été ensuite dégradé et son plan devient indistinct : c'est le cas des terrasses qui accidentent le Banc Bertin (notamment celle qui est responsable du saillant de l'isobathe de 85 m par 3° 40' W Gr. - cf. fig. 28, p. 43). Sur le plateau continental, où les roches qui limitent les vallées sont plus aisément ravinées, les affluents majeurs ou mineurs des troncs fluviaux principaux ont incisé les terrasses qui sont parfois réduites à des lanières.

B. Matériaux.

On ne peut pas plus identifier la terrasse due à un état déterminé du régime fluvial par ses matériaux que par son commandement ; ce n'est que par une simplification qui m'a paru autorisée par la convergence d'autres indices d'homogénéité que j'ai parlé précédemment du "lit à blocs démesurés" (p. 172) ou de la "terrasse à graviers" (p. 173). Chaque lambeau peut en effet comporter la succession stratigraphique de plusieurs types de matériaux. On doit cependant noter que les terrasses de la dépression prélittorale paraissent souvent faites de matériaux plus grossiers que celles du plateau continental. Cette apparence peut tenir à ce que l'énergie actuelle de la mer étant plus vive à ces faibles profondeurs il ne subsiste en surface que des matériaux grossiers ; elle peut aussi signaler une différence réelle, due à la proximité des pays fournisseurs de roches dures, et au fait que les matériaux les plus gros ont été déposés dans les segments de faible pente caractéristiques de la dépression prélittorale. Je rappelle qu'il en va différemment pour le lit le plus récent, dont les matériaux sont plus grossiers au large que dans les régions périlittorales (cf. p. 167).

La plupart des terrasses de la dépression prélittorale sont faites de matériaux hétérométriques, où aux galets (presqu'uniquement faits de roches du socle, même là où il existe de l'Eocène) se mêlent en proportions voisines des graviers, des sables et une fraction fine qui est peut-être un dépôt actuel de temps calme : le type en est la terrasse du Blavet à l'Ouest de Baz ar Vretoned. Certaines terrasses sont au contraire presqu'entiérement faites de galets, avec simplement un nourrissage ultérieur de sable fin ou de vase colmatant les interstices : c'est le cas des terrasses au Sud du Guihel (fig. 79, ci-contre). Il s'agit de lambeaux de trois terrasses étagées, A à 26 m de profondeur, B à 29 m de profondeur, et C à 31 m de profondeur, cette dernière au niveau de la vallée voisine dont elle diffère par la nature du sédiment. Les dragages ordinaires fournissent là un mélange de galets et de sable fin gris dur, sans sable grossier ni gravier, ce qui montre que le sable fin constitue un colmatage postérieur, et peut-être temporaire. Les dragages à la drague à chaîne, qui ne rapportent que les galets, ont permis d'établir le spectre pétrographique des terrasses B et C. En B, sur 200 galets environ, il y a 52 % de micaschistes, 22 % de schistes basiques, 10 % de quartz, 8 % de gneiss, 7 % de granites, et 1 % de quartzites hercyniens. En C, sur 250 galets, il y a seulement 7 % de micaschistes, 41 % de schistes basiques, 26 % de quartz, 12 % de quartzites hercyniens, 2 % de quartzites tertiaires, 10 % de gneiss et 2 % dè granites. Le dépôt du fond de vallée (C) donne une impression de plus grande ancienneté, par la moindre représentation des roches les plus altérables (granites et micaschistes) et par le fait qu'il y ait des roches tertiaires, probablement venues de la Gardenne, et suggérant donc un transport par le Blavet à l'époque où il passait par la Basse Moullec. Il semble donc que ce "fond de vallée" soit fait en réalité d'alluvions anciennes exhumées lors du façonnement du lit majeur le plus récent ; faute qu'il domine la vallée, il est cependant excessif de le qualifier de "terrasse".

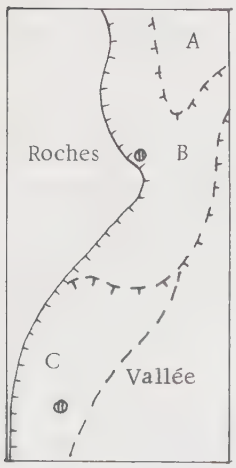


Fig. 79 - Schéma des terrasses au Sud de la Basse du Guihel, 1 / 50 000.
Outline of terraces, South of Baz Guihel.

Les terrasses du large sont apparemment moins grossières ; la présence de pouliers entiérement faits de galets, le long de l'accore, suppose cependant qu'au moins à certaines époques le transport des galets sur toute la largeur de la plateforme continentale a été possible ; on devrait donc trou-

ver des formations alluviales à galets sur le plateau continental. Le fait qu'aucun des dragages opérés jusqu'ici (tant par le B.R.G.M. que par moi) n'en ait fourni peut être dû à ce qu'un voile sédimentaire récent et peu épais, dont on éliminerait la gêne en opérant des dragages hivernaux, les masquerait. Mais il devrait masquer aussi les terrasses à graviers, que l'on retrouve aisément. Il est donc probable que ce sont les phases les plus anciennes, seules, qui ont permis le transport de galets, alors que les plus récentes ont été caractérisées par des régimes hydrologiques ne permettant pas le transport de galets à travers le plateau.

C. Enseignements des terrasses pour les paléoclimats.

Les terrasses fournissent des données sur l'hydrologie fluviale ancienne, et sur les disponibilités anciennes en matériaux meubles, de sorte qu'elles constituent un élément précieux pour la reconstitution de l'histoire climatique. Indépendamment des caractères liés au profil transversal ou au profil longitudinal des vallées anciennes dont elles sont les témoins (cf. p. 166 à 172), la nature et la disposition de leurs matériaux sont riches en enseignements.

La texture des matériaux constituant les terrasses montre que la compétence des cours d'eau a été autrefois plus importante qu'aujourd'hui ; le fait est constant dans les régions émergées voisines, où les alluvions anciennes sont très souvent plus grossières que les alluvions actuelles. Mais l'épaisseur des terrasses, qui sont bien autre chose que le résultat épidermique du dépôt temporaire des sédiments en cours de transit, et indiquent une véritable cessation de transport par réduction définitive de la compétence, montre que les crues saisonnières qui permettaient la mise en route des galets ne se maintenaient pas avec la même vigueur sur toute la longueur du cours.

Le fait que les terrasses à galets soient abondantes dans la dépression prélittorale, et semblent très rares plus au large peut être dû à l'un ou l'autre des facteurs suivants :
- soit, en raison du phénomène bien connu de l'étalement de la crue vers l'aval, la compétence maximale, qui est liée au plus fort débit instantané obtenu au cours de la crue, se réduisait progressivement vers l'aval, à peu près toujours à la même cadence de sorte que le dépôt se produisait à peu près toujours au même endroit ; ceci implique que les crues étaient brèves, dues plutôt à des orages qu'à la débâcle printanière ;
- soit le dépôt de galets était dû à la présence de gorges, taillées dans l'échine rocheuse prélittorale ; les terrasses de galets sont en effet abondantes dans les sections subhorizontales des cours fluviaux, juste avant le passage des gorges ; elles manquent au voisinage du chenal de l'Ile Verte, qui est si large qu'il ne devait pas provoquer de ralentissement du courant, et sont au contraire bien développées avant le passage de la Fosse du Kornog ou des passes de la Basse Moullec. Mais si les crues avaient été de longue durée l'eau aurait eu une grande vitesse partout, et le passage d'une étroiture ne ralentit le courant qu'aussi longtemps que l'ensemble des régions inondables ne sont pas submergées ; dans ce cas aussi, la présence des terrasses indique des crues brèves ;
- soit, enfin, le dépôt des galets est dû à une perte de compétence par infiltration d'eau dans le sous-sol, due à ce que la dépression prélittorale comporte un épais remblaiement de roches perméables, à la différence de l'arrière-pays qui est imperméable : le sous-écoulement aurait donc absorbé une part importante de l'eau. Cette hypothèse est renforcée par le fait que les quelques lambeaux de terrasse de galets qui se trouvent au large de l'échine rocheuse prélittorale sont tous installés sur un substrat sableux très épais : sur le delta ancien de la Rivière d'Etel, ou sur les sables à nummulites ; mais si les hautes eaux avaient été de longue durée ces roches magasins auraient été vite saturées, et là encore nous sommes conduits à postuler des crues brèves.

La disposition des terrasses à galets incite donc à considérer que, du moins pendant le Quaternaire récent, le climat des phases régressives était tel que les rivières connaissaient des crues violentes, mais brèves, et non pas des hautes eaux durables comme celles qui sont dues à la fonte des neiges au printemps. Plutôt qu'un climat périglaciaire vrai, il devait donc s'agir d'un climat frais et humide, avec des pluies violentes lors du passage des perturbations.

Le lit à blocs démesurés témoigne, lui, d'un épisode (qui semble avoir été unique en son genre, si réellement un seul des lits successifs comporte de tels blocs) de froid humide intense, avec des radeaux de glace capables d'emprisonner et de transporter au loin des blocs dépassant le mètre cube. Ce pourrait être un élément de datation, par comparaison avec les terrasses de la terre ferme, si l'on pouvait dater les niveaux à blocs démesurés des fleuves atlantiques.

Dans les fleuves atlantiques, les blocs démesurés sont rares : Louis Rieucau, consulté à ce sujet, m'a répondu ne connaître de blocs démesurés, dans le bassin de la Garonne, que sur la "basse

plaine" de la Dordogne, soit 6 ou 7 m au-dessus du lit mineur. Yves Guillien m'indique en avoir rencontré quelques-uns dans la vallée de la Charente, les plus beaux étant dans la moyenne terrasse, d'une dizaine de mètres de commandement, associés à une industrie de l'acheuléen moyen et surmontés par un paléosol à micoquien, et pouvant donc avoir été mis en place au Riss. Je ne crois pas qu'on en ait signalé dans les terrasses de la Loire, mais un éperon de roche en place sur le bord de l'Erdre à quelques centaines de mètres de l'Institut de Géographie de Nantes porte d'abondantes stries qui marquent le passage de blocs démesurés frottant sur ce qui fut autrefois une saillie du fond ; ces stries très fraîches, à un mètre au-dessus de la surface actuelle de l'eau, montrent qu'une phase à blocs démesurés a existé en un temps où la rivière coulait quelques mètres au-dessus de son niveau actuel, et je serais tenté de dater du Würm cette phase. Dans la vallée de la Seine, il existe aussi des blocs démesurés dans les basses terrasses, comme dans le méandre de Moisson où la plus basse terrasse, qui en contient de si beaux, les associe à une industrie moustérienne et à une faune à Elephas primigenius, qui permettent de la dater du Würm. Mais Jean-Pierre Michel, que j'ai consulté sur les blocs démesurés de la vallée de la Seine, m'indique qu'il "y a eu transport de blocs démesurés par la Seine au Riss et au Würm, mais il semble que les blocs démesurés soient plus abondants dans les alluvions rissiennes". Il n'est donc pas possible de dire si la partie de la vallée du Blavet qui contient ces blocs, et qui semble associée au rivage de 141 m sous l'actuel, a été façonnée au Würm ou au Riss, bien que la fraîcheur des formes incite à préférer la datation la plus récente. En tout cas il est logique que ce très bas stationnement marin soit associé au très grand froid qui seul a pu provoquer le transport de blocs par les radeaux de glace.

La succession de plusieurs types de matériaux sur une même terrasse, reflétant l'évolution du climat au cours du dépôt de ces alluvions, est un fait courant à terre ; fréquemment, on observe une phase à gros éléments (galets), suivie d'une phase à éléments moyens (graviers et sables), tandis que la sédimentation se termine par une phase à éléments fins (sables fins vaseux) qui prélude à l'incision opérée par le fleuve devenu propre et dont toute l'énergie est désormais consacrée à remanier ses propres alluvions et non plus à évacuer les apports des versants. On met souvent en corrélation cette succession sédimentaire avec une évolution climatique, en partant de cette idée que les phases de climat froid libèrent de grandes quantités de matériaux meubles, alors que le retour à un climat tempéré stabilise les éléments grâce à la végétation, tandis que le fleuve, au régime plus régulier, voit sa compétence diminuer, tout en durant plus longtemps dans l'année à son niveau maximal.

Or, outre la rareté des galets sur le plateau continental (que l'on pourrait pourtant supposer n'avoir été exondé que pendant les phases les plus froides, à galets), il est remarquable que les terrasses de la dépression prélittorale présentent rarement une telle succession stratigraphique. Est-ce à dire que leur submersion par la mer était déjà acquise lorsqu'à terre ont commencé à se mettre en place les éléments moyens et fins ? Une étude plus fine de ces terrasses permettra sans doute de préciser l'histoire de leur mise en place.

Dans leur état actuel, les vallées résultent d'un façonnement de très longue durée (couvrant au minimum le Pliocène et le Quaternaire) dans lequel ont alterné des phases de creusement et d'alluvionnement subaériens, des phases de remaniement littoral avec constitution de rias, d'estuaires et peut-être de deltas, et des phases de submersion qui ont sans doute participé au comblement des vallées. Il nous est très difficile de faire la part de chacun des trois types de morphogénèse, mais ce qui est important est la constance dans la position des vallées, car, en dehors de la dépression prélittorale affectée par un basculement, et abstraction faite de quelques captures, il ne semble pas y avoir de cas de changements appréciables de tracé, ce qui indique qu'à chaque émersion les fleuves ont retrouvé sans hésitation la même vallée qu'à l'émersion précédente ; autrement dit jamais aucune phase de submersion, si longue qu'elle ait été (et pourtant ce que nous savons de la chronologie du Quaternaire telle qu'elle est esquissée d'après les données terrestres donne à penser qu'il y a eu des submersions de plusieurs centaines de milliers d'années) n'a suffi à colmater les vallées : soit que la sédimentation ait été modeste tout au long du Plio-Quaternaire, soit que les vallées aient toujours fonctionné comme il me semble qu'elles le font aujourd'hui, c'est-à-dire comme itinéraires des courants de retour, et pour cette raison aient toujours conservé leur expression topographique. On sait qu'au contraire la Loire et la Vilaine, plus puissantes et capables, grâce à leurs débits et à leurs alluvions, de s'affranchir des formes héritées, ont laissé des lits multiples qui témoignent de leurs changements de cours.

SECTION II
LES EMBOUCHURES

Les embouchures constituent, en principe, des points privilégiés pour l'étude de l'histoire morphogénétique, puisqu'elles permettent de raccorder les littoraux, susceptibles de fournir une base chronologique, et les terrasses, susceptibles de fournir des indications paléo-climatiques. Malheureusement, leurs traces ne sont pas très saillantes, et on ne peut donc les étudier qu'à la condition de définir d'abord, à partir des données d'ensemble sur la région, leur position approximative, et d'aller ensuite procéder à un levé très détaillé en sondages, dragages, carottages et profils sismiques. Or, si maintenant nous connaissons assez bien la région pour savoir où sont les embouchures, et même pour soupçonner lesquelles sont le plus susceptibles de nous faire le plus progresser dans la connaissance des rapports entre terrasses et littoraux, il n'a malheureusement pas été possible, depuis, de leur consacrer le temps nécessaire de travail à la mer. Leur étude fait l'objet du programme Valitar (vallées et littoraux armoricains) pour la réalisation duquel j'ai demandé des moyens à la mer pour 1975. Cette section ne présentera donc que la méthodologie et quelques exemples.

Le problème des rapports entre les vallées et les littoraux se pose différemment selon que l'on considère la région de l'accore (ou sommet de l'escarpement continental) ou le reste de la plateforme continentale. Sur celle-ci, en effet, l'installation du niveau de la mer sur un paysage subaérien ou sous-marin antérieur, déjà diversifié, se fait le long d'une courbe de niveau fortement indentée, avec des rentrants importants correspondant aux vallées, et des saillants relativement aigus correspondant aux interfluves ; le fait qu'il s'agisse d'une installation par transgression (invasion d'un paysage subaérien) ou par régression (recul du littoral vers une isobathe du paysage sous-marin) ne change que peu de choses aux conditions d'installation du littoral, puisque le paysage de la plateforme continentale est à peu près aussi diversifié quand il est submergé que quand il est émergé. A l'accore, au contraire, si les vallées peuvent éventuellement donner naissance à un rentrant initial du littoral (si le niveau de la mer est assez haut pour celà), les interfluves, au contraire, sont comme tronqués par la direction générale de l'accore. Le mécanisme de l'évolution, à partir du moment où le littoral est stabilisé à son nouveau niveau, est donc différent, puisque le plan général du littoral est commandé par la disposition des promontoires, qui sont à la fois les protecteurs et les points d'appui des accumulations littorales.

§ 1. EMBOUCHURES SUR LES LITTORAUX DE LA PLATEFORME CONTINENTALE.

La meilleure façon d'aborder le problème des embouchures anciennes est peut-être de chercher à quels modèles elles peuvent correspondre, en fonction de leur mode de mise en place et de la durée de leur évolution.

A. Rias et estuaires.

Le littoral initial s'installe dans la vallée fluviale le long d'une courbe de niveau du relief terrestre : c'est le stade de la ria, qui n'est durable que dans les régions de faible sédimentation. Comme il est caractérisé par un grand respect des formes antérieures, il est très difficile à déceler une fois qu'il a cessé d'être fonctionnel. On ne peut donc identifier d'anciennes rias correspondant à des rivages aujourd'hui submergés que dans la seule de leurs parties où la morphogénèse marine a été active, leur débouché vers le large. L'exemple des rias actuelles montre que l'on peut rechercher trois types de formes : a) des accumulations tendant à fermer l'issue du fleuve par le jeu de la dérive littorale, mais maintenues ouvertes par le va-et-vient de la marée ; b) des accumulations en traînées parallèles aux courants de marée, le long des élargissements du chenal ou à l'entrée de ces élargissements (ou ledanou [1]) ; c) une barre de débouché située un peu en avant du littoral, au droit de l'issue rétrécie. On trouve en effet une forme d'accumulation latérale à la sortie Nord de la Fosse du Kornog : c'est une flèche de galets, qui prolonge vers le Nord-Nord-Est, à l'intérieur de l'isobathe de 36 m (cf. fig. 8, p. 18), le flanc Nord-Ouest de la Fosse ; elle me paraît avoir été mise en place lors du stationnement marin de 37 - 41 m (cf. ci-après, pp. 187-188) alors que la dépression prélittorale

1 - Guilcher (A.), 1948, p. 163.

fonctionnait comme une ria en bouteille dont cette Fosse formait l'une des issues. Des accumulations littorales tendant à fermer l'issue d'un fleuve, par la convergence de deux flèches qui étranglent la passe, sont identifiables en travers de la vallée de la Rivière Ferronnière. Je les ai figurées à la corne Sud-Ouest de la Carte Sédimentologique de Lorient (1), où elles sont partiellement entourées par l'isobathe de 90 m. Ce sont deux flèches de sable grossier mêlées de graviers et de galets, accrochées l'une à l'Est et l'autre à l'Ouest, faisant face au Sud-Sud-Ouest, et s'affrontant presque symétriquement de part et d'autre de l'ancienne passe. Leur plan n'est connu que par les sondages du S.H.O.M., car je n'ai pas eu l'occasion d'en faire un levé systématique. D'après les minutes de sondage (2), la mieux dessinée est celle de l'Est, accrochée aux roches qui ferment à l'Ouest le Trou Ouest de Goulphar (cf. fig. 28, p. 43). Elle culmine vers 86,5 m sous les plus basses mers et domine un peu une

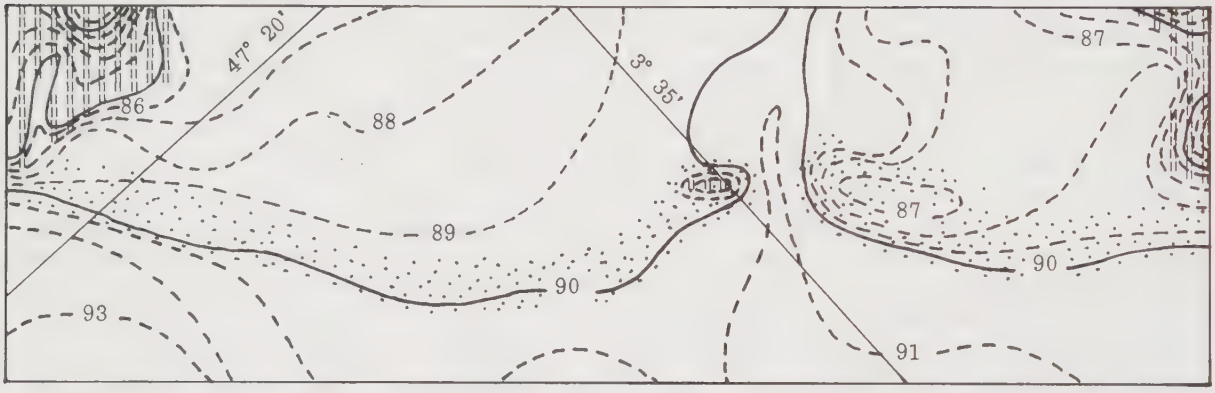


Fig. 80 - Flèches littorales encadrant l'embouchure de la Rivière Ferronnière, niveau de 92 m, 1 / 50 000.
- Littoral spits closing the former ria of Ferronnière River, 92 m sea-level,
Roches - Rocky bottoms ; Flèches de sable - Sand spits ; Source : S.H.O.M. (2)

dépression de revers. La flèche occidentale est accrochée aux roches de "La Barrière" et semble prolonger les cordons de galets, culminant vers 87 m, que j'ai attribués (3) au littoral de 92 m sous l'actuel ; elle est faite de matériaux moins grossiers, et, s'abaissant jusqu'à 89,5 m, elle ne domine que de très peu la dépression de revers, dont le fond est irrégulier ; le nom de flèche ne lui convient d'ailleurs pas tout à fait, car elle vient s'appuyer sur une petite tête de roche, non loin de laquelle j'ai dragué du gravier avec des nummulites libres. Toutes ces raisons me portent à faire de ces deux flèches jumelles, et de la ria qu'elles encadrent, un nouveau témoignage du niveau de 92 m sous l'actuel.

La prolongation de la morphogénèse littorale dans une ria aboutit à sa transformation en estuaire, lorsque la sédimentation, réglée par le va-et-vient de grandes masses d'eau à l'occasion des marées, a réduit l'étendue d'eau à un chenal calibré, qui s'élargit progressivement vers l'aval. Les dépôts latéraux sont surtout faits de matériaux fins, ce qui empêche de les retrouver après la submersion de l'ensemble, s'ils n'ont pas eu un temps suffisant pour se consolider. Mais ces marais sont séparés du chenal par des levées faites de sables et de graviers, qui résistent mieux à l'érosion postérieure.

Une de ces levées latérales d'estuaire, qui devait fermer autrefois un marais dont les sédiments fins ont aujourd'hui disparu en laissant une dépression fermée, a été cartographiée par le S.H.O.M. (4) sur le flanc droit de la vallée submergée du Blavet (cf. fig. 81, page suivante) ; culminant généralement vers 137 m, localement vers 136 m, elle domine une dépression latérale dont le fond est vers 140 m, et l'ancien chenal d'estuaire dont le fond est vers 143 m.

1 - Pinot (J.-P.) & Vanney (J.-R.), 1972.

2 - S.H.O.M. (Demerliac), 1966, Mission hydrographique de dragage, Bretagne Sud, minutes de sondage, 1 / 50 000, feuille R. 50-1.

3 - Pinot (J.-P.), 1968 f.

4 - S.H.O.M. (Peluchon), 1967, Mission hydrographique des côtes de France, côte Ouest de France, Bretagne Sud, minutes de sondage, 1 / 50 000, feuille R. 50-10.

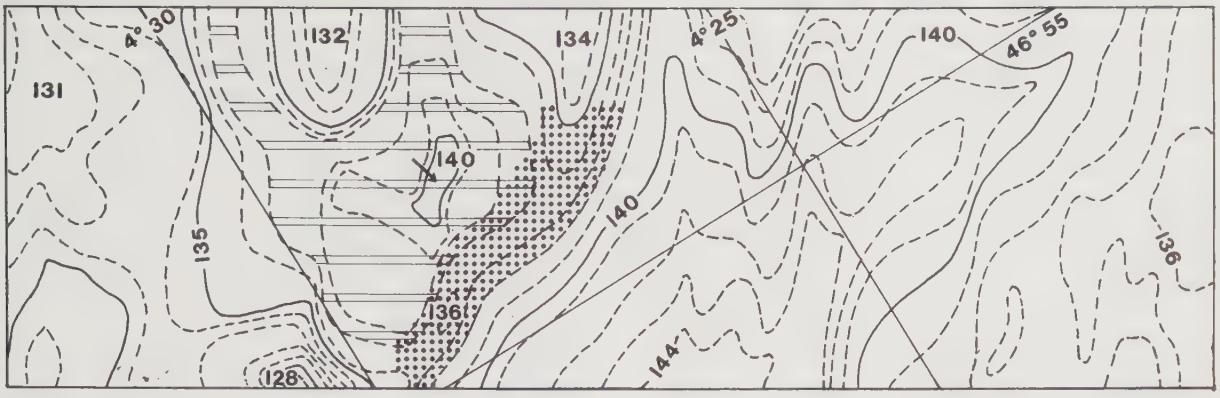


Fig. 81 - Levée latérale d'un estuaire du Blavet, niveau de 141 m, 1/100 000
- Lateral embankment of Blavet estuary, 141 m sea-level,
===== Dépression fermée - Closed depression ; Levée - Embankment ; Source : S.H.O.M.

La crête ancienne de cette levée se trouvait sans doute un peu au-dessus du niveau des plus hautes mers de l'époque, mais des remaniements postérieurs ont dû l'abaisser d'un ou deux mètres, et on peut la considérer en première analyse comme étant maintenant à 5 m seulement au-dessus des plus basses mers d'alors (en admettant un marnage de 6 m, comme aujourd'hui), ce qui correspondrait à un niveau marin situé à 136 + 5 = 141 m sous l'actuel. Il existe d'autres indices d'un littoral relativement bien conservé à cette profondeur (il correspondrait à l'époque à laquelle a été façonné le "lit à blocs démesurés" du Blavet, cf. p. 172) et notamment un grand cordon de graviers situé de l'autre côté de la vallée du Blavet (cf. fig. 89, p. 193).

B. Barres et deltas.

Ria et estuaire ont en commun la présence, en face de leur issue, de barres de débouchés qui peuvent prendre, si la passe n'a pas d'ombilic bien marqué, l'aspect de deltas sous-marins (cf. pp. 148-150). Quand ils ont cessé d'être fonctionnels, les anciens deltas sous-marins sont très difficiles à distinguer des anciens deltas vrais par la simple étude bathymétrique, car les plans des deux types d'accumulation sont très voisins, surtout après remaniement en milieu submergé, et les pentes assez comparables. Il est plus facile d'opérer la discrimination par l'étude sédimentologique, si l'on peut disposer d'un réseau très dense de dragages (ou, mieux, de carottages) qui montreront l'extrême variabilité latérale des faciès sur le delta vrai, contrastant avec la relative homogénéité du delta sous-marin. Mais c'est surtout en prospection sismique, où l'on voit les différents bras du fleuve, les levées qui les longent et les marais qui les séparent, s'il s'agit d'un delta vrai, et, au contraire, s'il s'agit d'un delta sous-marin, où l'on distingue les couches de sédiments plongeant, à partir d'une crête externe arquée, à la fois vers le large avec un fort pendage, et vers la passe estuarienne avec un pendage moindre.

Faute d'avoir fait l'étude détaillée d'une forme deltaïque par ces diverses techniques, on ne peut donc se prononcer sur son caractère originel. Toutes celles que j'ai étudiée en détail étaient des deltas sous-marins ; je ne peux pas affirmer absolument qu'il en soit de même de toutes, mais je ne pense pas qu'il ait jamais existé dans cette région des deltas vrais, même sur le plateau continental externe où peut-être pourtant la marée a pu être moins importante lors des régressions. Tout en envisageant la possibilité de me dédire ultérieurement, je traiterai donc ici toutes les formes deltaïques rencontrées comme ayant été mises en place en tant que deltas sous-marins, en avant d'estuaires ou de rias.

Ces formes sont nombreuses, puisque chaque vallée est accidentée de ruptures de pente qui reflètent l'alternance de segments en très faible pente qui représentent la partie aval d'un lit fluvial déterminé et le delta associé, et de segments à forte pente sur le front du delta sous-marin dominant les restes d'une vallée antérieure.

Des deltas de ce type peuvent, en cas d'émersion postérieure, être ravinés par la rivière dont ils entravent l'écoulement ; le plus souvent, le nouveau lit mineur du fleuve passera latéralement, puisque le maximum de hauteur du delta sous-marin est juste en face du débouché ; mais il peut aussi arriver que, peut-être à la suite d'une crue violente, le fleuve parvienne à rompre la barrière qui est devant lui et incise vigoureusement l'ancien delta juste au droit du cours supérieur. On verra alors

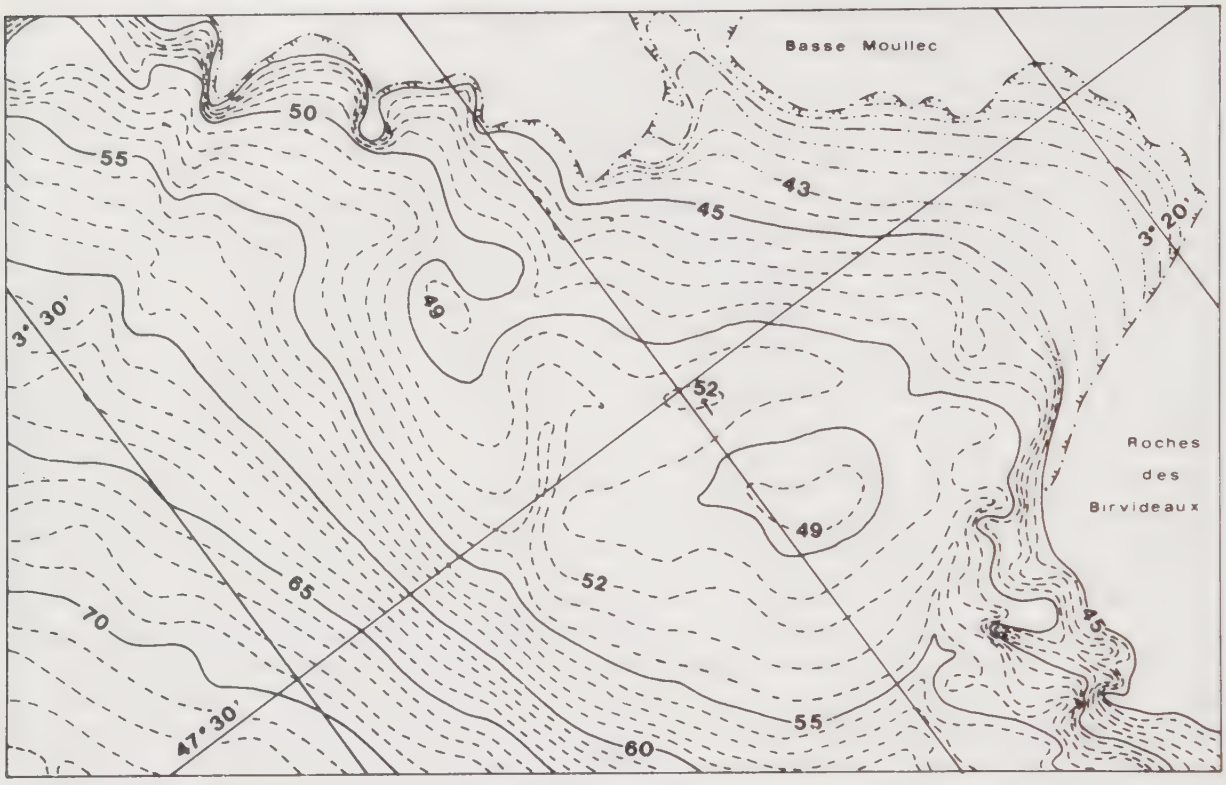


Fig. 82 - Ancien delta sous-marin de la Rivière d'Etel, devant la Basse Moullec, 1/100 000.
Former submarine delta of Etel River, SW of Baz Moullek,
Sources : Minutes du S.H.O.M. en-dessous de 45 m, sondages du Kornog au-dessus.
Below 45 m, S.H.O.M. drafts of soundings ; Above, author's soundings on the Kornog.

coexister les traces de ces deux passages successifs. Le plus bel exemple en est fourni par le delta sous-marin qui se trouve au Sud-Ouest du débouché des passes de la Basse Moullec, qu'empruntait autrefois la Rivière d'Etel. Dans le renfoncement au pied des roches sont actuellement poussés par la mer des sédiments disposés en pente régulière, sorte de "glacis" sédimentaire qui masque toutes les formes antérieures. Les formes héritées ne sont donc visibles en surface qu'à partir de 46 m de profondeur, et comportent les restes d'une accumulation pro-estuarienne en croissant, dont les deux principaux sommets culminent vers 49 m sous les plus basses mers actuelles. Cette ancienne barre de débouché est séparée de son arrière-pays par une dépression (remaniée ultérieurement par ravinement) dont le fond est aujourd'hui vers 52 m. Le front de la barre est en forte pente (0,6 %) vers le large et domine de plus de 20 m les fonds plats des vasières périphériques du Banc Bertin. Le plan général est assez comparable à celui de la Barre actuelle d'Etel, les matériaux aussi, mais la taille est environ huit fois plus grande.

Dans une précédente publication (1), j'avais considéré cette forme comme un delta vrai, et je l'avais attribuée au stationnement marin de 52 m sous l'actuel, connu par ailleurs dans la même région. Je pensais en effet que la dépression derrière la barre en croissant était une forme secondaire, obtenue entiérement par ravinement, et que le front de l'accumulation était le rebord, moins raviné, du delta vrai. Quelques passages ultérieurs en réflexion sismique d'une part, et d'autre part l'élaboration d'une carte bathymétrique plus précise grâce aux sondages opérés depuis lors par le S.H.O.M. (la figure ci-dessus remplace la fig. 5 de ma publication précédente, qui n'était faite qu'à partir des sondages du Kornog), m'ont persuadé qu'il s'agit d'une dépression en partie originelle, et que l'accumulation en croissant n'est donc pas le reste de la partie frontale d'un delta vrai, mais celui d'une barre d'estuaire devant un ombilic peu marqué, forme de transition avec les deltas sous-marins.

Le ravinement de cette accumulation pro-estuarienne s'est effectué en deux temps, à la faveur d'un abaissement modeste du niveau de la mer : d'abord, le fleuve a contourné par le Sud-Est la barre, en allant passer au pied des roches des Birvideaux ; il y a déposé des bancs de galets et

1 - Pinot (J.-P.), 1968 f.

creusé une vallée, aujourd'hui saisonnièrement un peu envasée, qui affecte les courbes bathymétriques jusque vers 60 m de profondeur. Ensuite le fleuve, qui avait dû former dans l'ancienne dépression un étang plus ou moins tourbeux (un dragage a fourni des lambeaux de tourbe, que nous n'avons pas réussi à retrouver en carottage), est parvenu à percer la barre et a façonné vers l'Ouest-Sud-Ouest une seconde vallée, qui affecte les isobathes jusqu'à 55 m et sur laquelle se branche le reste de la dépression.

Ce ravinement rend difficile l'estimation du niveau auquel culminait la barre ; elle a probablement été plus dégradée que les formes analogues du large, restées toujours submergées depuis leur abandon par le littoral. Il me paraît plausible qu'elle ait culminé autrefois à deux ou trois mètres plus haut, soit 46 ou 47 m sous le zéro actuel. Il est encore plus difficile d'estimer sa profondeur de façonnement par rapport au niveau de la mer de l'époque, en raison de la variété des barres actuelles (cf. p. 148). En admettant une modeste émersion initiale (1 m au-desus du zéro de l'époque) comme pour l'actuelle barre d'Etel, et une modeste dégradation (crête initiale vers 48 m sous le zéro actuel), le stationnement marin correspondant se situerait à 48 + 1 = 49 m ; en supposant au contraire une forte immersion initiale comme pour l'actuelle Basse de Bénodet (5 m sous le zéro de l'époque) et une forte dégradation (crête initiale vers 45 m sous le zéro actuel) le staionnement marin serait à 45 - 5 = 40 m. La marge d'incertitude est grande, puisque dans cette gamme on connaît à proximité (cf. pp. 188 & 189) des traces de stationnements marins à 41 et 49 m sous l'actuel. Elle est d'autant plus regrettable que cette barre, à cause de ses deux ravinements successifs qui paraissent liés chacun à un stationnement marin différent, serait particulièrement riche en enseignements sur la chronologie de l'Holocène.

On peut toutefois penser que plusieurs stationnements marins à des niveaux peu différents peuvent coopérer à l'édification d'une forme pro-estuarienne. La Basse de Bénodet, par exemple (cf. fig. 20, p. 31) est une barre de débouché actuellement active ; mais elle devait l'être bien davantage lors d'un éventuel stationnement marin vers 6 m sous l'actuel, au début de notre ère par exemple, et il se peut que l'essentiel de ses formes date de cette époque. La barre du Sud-Ouest des Birvideaux pourrait, de même, avoir été mise en place d'abord par le stationnement marin de 49 m, puis refaçonnée par celui de 41 m, ou l'inverse.

Il existe plusieurs autres deltas de ce genre, également incisés par des passages fluviaux (ou de courants de retour ?) postérieurs, dont l'un au Sud des Chandeliers, au débouché du Banc Bertin (juste à la sortie du "Passage du fond du Banc", cf. fig. 28, p. 43), présente des points culminants vers 92 m sous les plus basses mers. Il ne domine que de quelques mètres les fonds situés plus au large et doit donc être peu dégradé ; il n'est pas impossible qu'il ait affleuré à marée basse lors de sa mise en place, car il est situé dans une position très ouverte sur le large ; je crois donc plausible de le rapporter au stationnement marin de 92 m sous l'actuel.

§ 2. GRANDS POULIERS DE L'ACCORE.

Ces formes, déjà signalées p. 47 et dont deux sont représentées p. 65 (fig. 43 et 44), sont très comparables aux pouliers picards jadis étudiés par Briquet (1) quant à la taille, la forme, le commandement et la granulométrie. J'utiliserai donc les pouliers picards, et surtout ceux qui ont existé autrefois ou existent aujourd'hui devant l'estuaire de la Somme, comme termes de comparaison, même si les différences sont sensibles sur d'autres points : la proximité des grands fonds dans le cas de ceux-ci, l'absence de falaise importante au point d'accrochage, la nature pétrographique des galets et l'agent responsable de leur apport initial.

Le long de l'accore, entre 46° N / 4° W Gr. et 47° N / 5° 30' W Gr., quatre grands pouliers occupent plus de la moitié de la longueur totale (cf. fig. 83, p. 182). Le plus oriental est de loin le plus important ; il a été construit au débouché des vallées submergées de la Loire, puis éventré à mi-longueur au droit de l'axe de l'une de ces vallées ; en face de cette percée se trouve l'une des têtes du canyon de Saint-Nazaire (2) tandis que le canyon de Belle-Ile prend naissance à l'extrême pointe de l'accumulation.

Les trois autres sont construits aux débouchés respectifs des vallées du Blavet, de l'Odet

1 - Briquet (A.), 1930, Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique, Paris, A. Colin, VIII-444-48 pp.

2 - Vanney (J.-R.), 1969, pp. 165 sq.

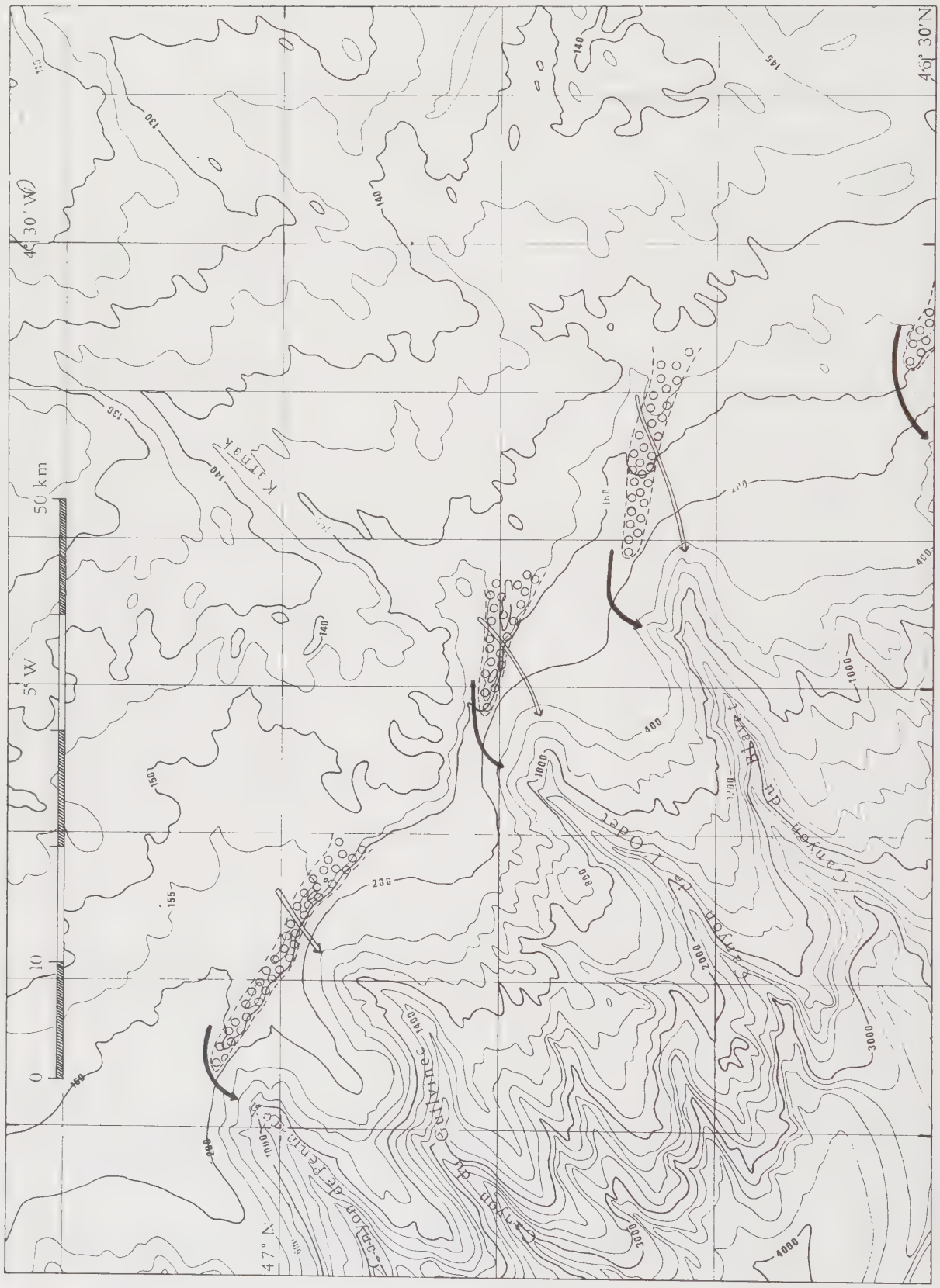


Fig. 83 - Liens entre les canyons et les vallées du plateau continental. 1/500 000.
Links between canyons and shelf valleys. Sondes du S.H.O.M. S.H.O.M. soundings.
Maîtresses-courbes de 10 en 10 m jusqu'à 160 m, de 1 000 en 1 000 ensuite ; Intercalaires de 5 en 5 m jusqu'à 160 m, de 200 en 200 m ensuite. Major contours at 10 m intervals down to 160 m, at 1 000 m intervals below ; Minor contours at 5 m intervals down to 160 m, at 200 m intervals below.

et de la Rivière de Mez-ar-Vein (cf. p. 66) et à leurs extrémités se trouvent les têtes des canyons du Blavet, de l'Odet et de Penmarc'h (cf. fig. 49, pl. VI, pp. 88-89). Ces quatre formes présentent des caractères communs suffisamment marqués pour que je n'en décrive qu'une seule, le poulier de l'Odet. Ce cordon de galets est accroché à l'Est aux dernières hauteurs de l'interfluve qui sépare les vallées submergées du Blavet et de l'Odet. Ces hauteurs se terminent vers le Sud-Ouest par un plateau d'une cinquantaine de km^2, situé entre 149 et 151 m de profondeur, de part et d'autre de 46° 50' N, entre 4° 45' W Gr. et 4° 50' W Gr. (1). Ce plateau se prolonge vers l'Ouest-Nord-Ouest par une ligne de hauteurs, culminant aussi vers 149 m, qui sépare de l'accore la basse vallée de l'Odet. Large de 3 km (entre les deux isobathes de 155 m) au moment où elle se détache du plateau, cette ligne de hauteurs se rétrécit progressivement, jusqu'à prendre l'aspect caractéristique d'une flèche à crochets multiples, derrière laquelle, dans une dépression de revers qu'elle domine de 9 m au maximum, la vallée de l'Odet chemine vers l'Ouest en se rapprochant progressivement de l'accore. Dans sa partie terminale, la flèche s'abaisse sensiblement, jusque vers 160 m de profondeur. La figure 84, ci-dessous, ne comporte que les 8 derniers km de cette flèche, secteur dans lequel sa largeur est généralement proche de 500 m, avec des crochets pouvant atteindre 1,5 km. La partie orientale, non figurée, plus proche de la

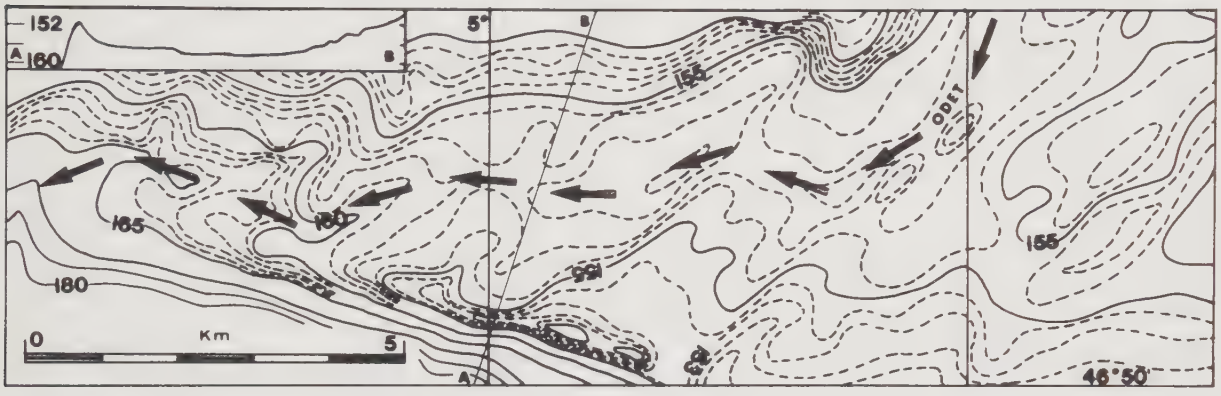


Fig. 84 - La partie terminale du poulier de l'Odet, près de l'accore, 1/100 000. Source : S.H.O.M. (1)
Distal part of Odet pebble-spit, near shelf-break,
Carton : Profil bathymétrique selon A-B ; Inset : Bathymetric profile along A-B.

racine, est généralement plus large, et le crochet qui la termine (cerné sur la fig. 84 par l'isobathe de 153 m, par 4° 47' W Gr.) est très développé. Une comparaison avec le poulier du Hourdel (Briquet, op. cit., pp. 76 à 89) montre qu'une largeur de 500 m est normale pour un poulier de ce type, car l'élargissement résulte de la coalescence d'innombrables crochets terminaux successifs, qu'il n'est pas question de distinguer par la seule bathymétrie, étant donné leur très faible commandement. Seuls les crochets les plus importants (eux-mêmes composites) sont discernables au sondeur.

La comparaison avec le poulier du Hourdel permet aussi d'expliquer l'ensellement (immédiatement à l'Ouest de l'isobathe cotée 153 m sur la fig. 84) par une rupture du cordon analogue à celle du Hable d'Ault (Briquet, op. cit., pp. 84 sq), quoiqu'ici la disposition des lieux rende plus plausible une rupture par le fleuve à l'occasion d'une crue particulièrement violente qu'une rupture par la mer comme ce fut le cas à Ault, puisque l'ancienne brèche est au droit de l'axe de la vallée. Devant l'embouchure de la Somme, il n'y a pas actuellement de poulier ; mais l'un des pouliers quaternaires (Briquet, op. cit., p. 226) se prolongeait très loin vers le Nord, 12 km au-delà du poulier du Hourdel, et ses crochets venaient jusqu'à proximité de la falaise, immédiatement au Sud de l'Authie : la Somme devait donc avoir un cours parallèle au rivage avant de pouvoir contourner le crochet terminal, et se comportait donc comme le fit l'Odet lors de la dernière exondation de son poulier. Mais, peut-être à l'occasion d'une régression, elle a défoncé cet obstacle pour s'ouvrir une voie directe vers la mer, voie que le poulier actuel est en train de rétrécir. Il n'est donc pas impossible que l'ensellement du poulier de l'Odet témoigne d'un épisode régressif, et qu'il n'ait été refermé que lors d'un nou-

1 - S.H.O.M. (Peluchon), 1967, Mission hydrographique des côtes de France, côte Ouest de France, Bretagne Sud, minutes de sondage, 1/50 000, feuille R. 50-13.

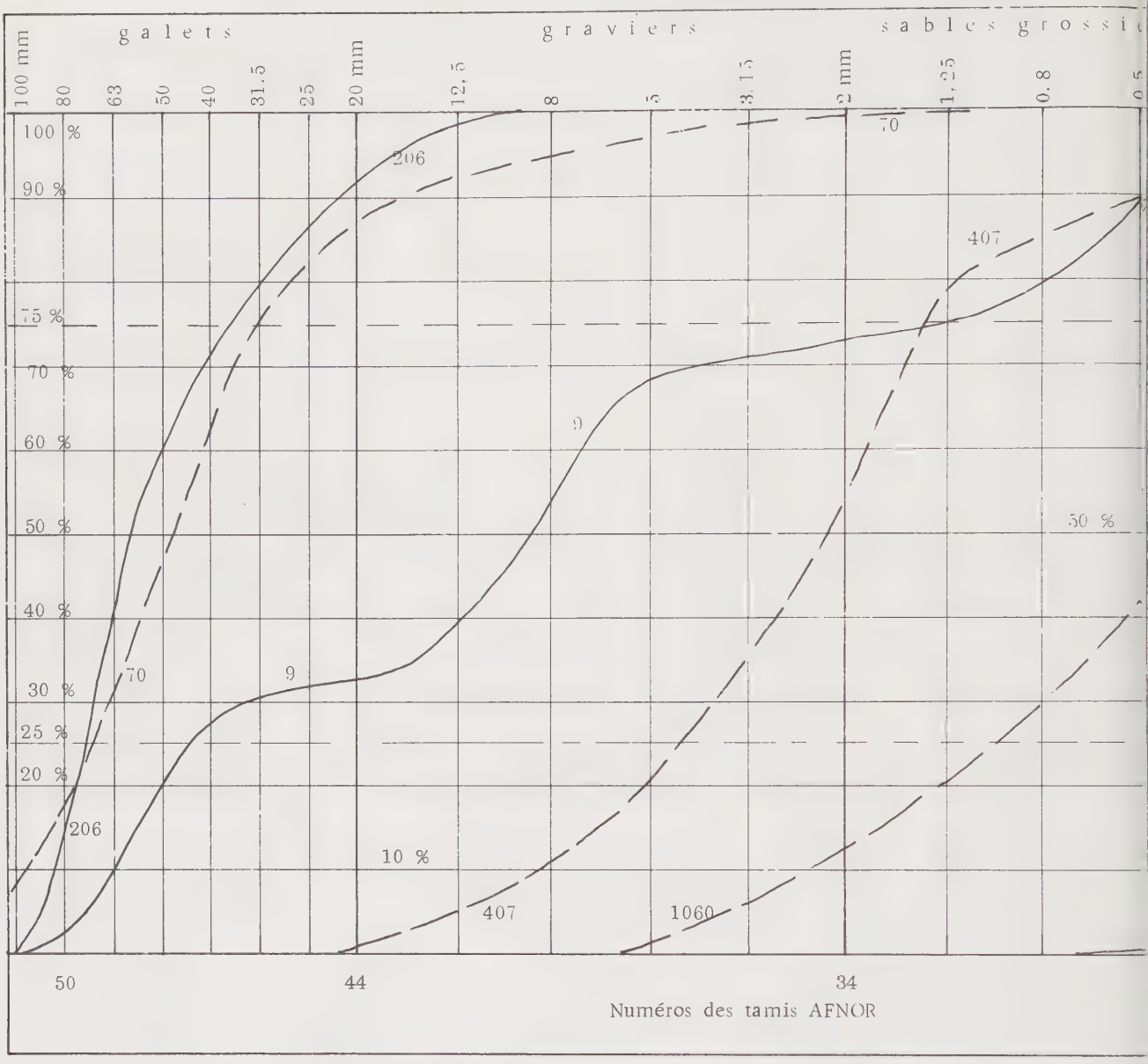


Fig. 85 - Courbes granulométriques cumulatives inverses mono-logarithmiques de quelques sédiments reliques.

206 - Fonds de 26 m au Sud-Est de la Basse du Guilhel : fraction grossière d'une terrasse alluviale correspondant au niveau A de la fig. 79, p. 174 ; les sables coquilliers actuels qui emballent ces galets n'ont pas été pris en compte pour la courbe ; faciès éluvial ; médiale : 60 mm.

70 - Fonds de 41 m au Sud des Birvideaux : terrasse de galets de la Rivière Ferronnière ; faciès éluvial ; médiale : 48 mm ; cette terrasse, balayée par de forts courants de marée, ne comporte pas de matrice fine.

9 - Fonds de 31 m. à l'Ouest de Quiberon : terrasse de galets de la Rivière Ferronnière, voilée d'une nappe de graviers fluviatiles ; cette terrasse, située à l'écart des courants les plus vifs, est nourrie de sable moyen un peu coquillier ; la courbe tri-modale exprime le mélange des trois stocks : niveau à galets et niveau à graviers de la terrasse, matrice sableuse actuelle.

407 - Fonds de 5 m à l'Ouest de Mousterlin : arène granitique à peine évoluée, un peu nourrie de sables siliceux moyens de l'avant-plage.

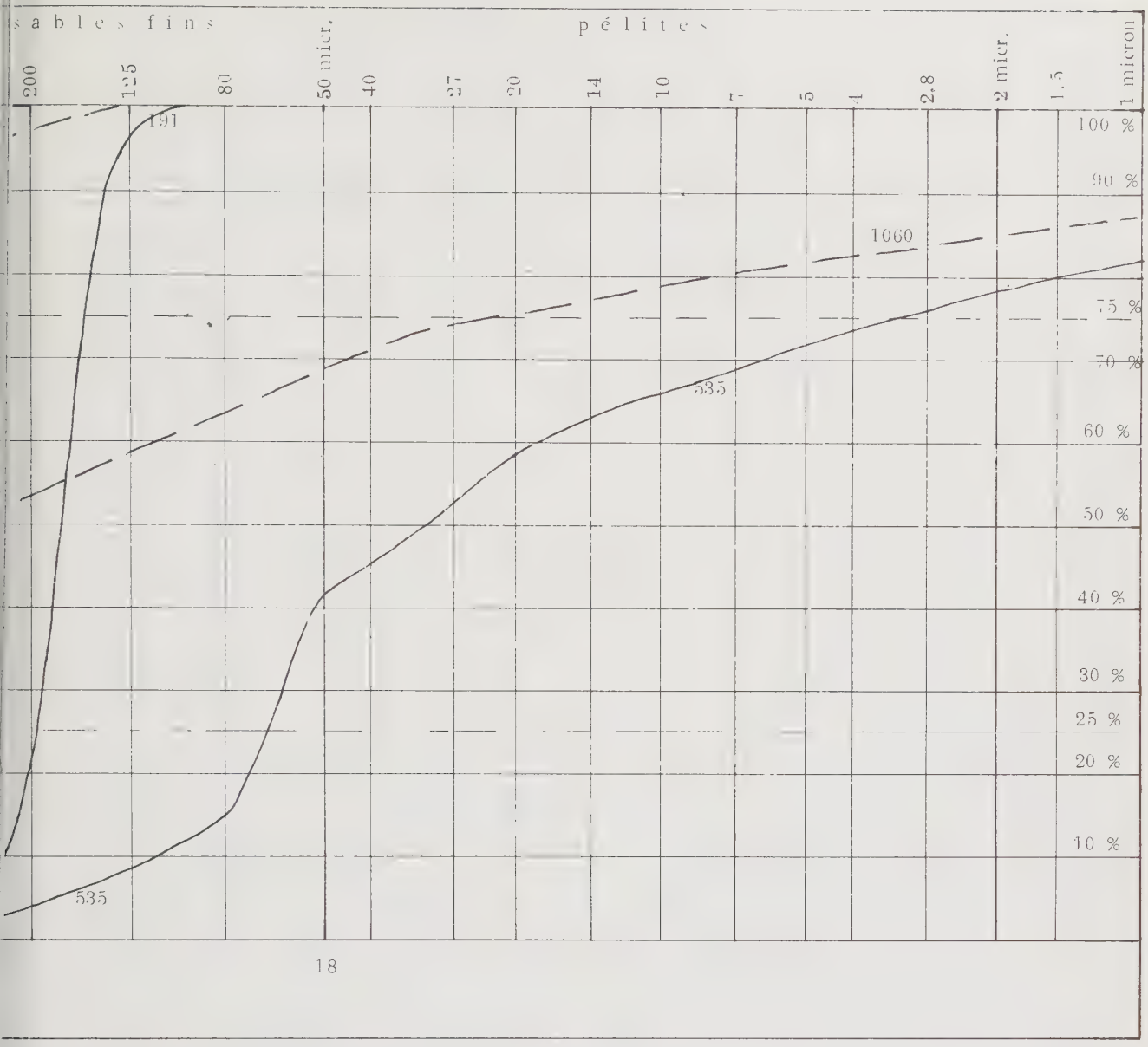


Fig. 85 - Retrograde cumulative granulometric curves, in monologarithmic scale, of some relict sediments.

1060 - Fonds de 92 m au Sud des Chandeliers : delta sous-marin au débouché du Banc Bertin ; sables grossiers pro-estuariens, sables fins mis en place au cours de la transgression flandrienne, et pélites actuelles. Cf. p. 181.

191 - Fonds de 57 m à l'Ouest de la Basse Moullec : sables de l'ancien delta sous-marin de la Rivière d'Etel, remaniés en dunes lors d'une pulsation négative au Flandrien (cf. p. 207).

535 - Fonds de 95 m à proximité de Karreg Koat Kersaoz : sédiment avec un mode vers 65 microns, évoquant peut-être un lœss quaternaire, nourri par plus de 50 % de pélites actuelles (cf. p. 207).

veau stationnement de la mer le long du poulier, celui-là sans doute qui est responsable de la construction des crochets occidentaux (cf. ci-dessous). Un rentrant net de toutes les isobathes du revers entre la vallée submergée et l'ensellement renforce l'idée que le fleuve a pu à nouveau passer là après l'édification d'une partie au moins du poulier, comme il y passait déjà avant sa construction.

Les matériaux des pouliers sont grossiers, puisque tous les dragages ont rapporté des galets. Les carottages fournissent tantôt des galets encroûtés de serpules (ou des rondelles découpées dans ces galets), tantôt du sable moyen ou grossier coquillier, mêlé de graviers ; ceci tient à ce qu'un carottage peut tomber dans un sillon entre crochet mineurs, où se maintiennent les sédiments subactuels.

Les prélévements du Job-ha-Zelian sur l'extrémité du poulier de l'Odet n'ont rapporté que des matériaux très roulés, dragées de quartz, galets de quartz ou d'autres roches. Par contre, un dragage de Bleicher, à la racine de l'accumulation, là où elle est encore adossée au plateau de l'interfluve, lui avait fourni des "cailloux nombreux et assez gros, anguleux ou à peine arrondis" ; il est difficile de savoir si cette différence reflète seulement l'évolution des éléments cheminant le long de la côte, ou s'il y a des éléments de plusieurs origines. Les autres pouliers ont un matériau analogue : sur le poulier de la Rivière de Mez-ar-Vein, Gilbert Boillot (1) a obtenu environ 50 % de cailloux, avec une matrice de sable moyen coquillier. Sur le tronçon de poulier entre les canyons de Saint-Nazaire et de Belle-Ile, j'ai dragué aussi des cailloux en 1966, et Bleicher en avait obtenu sur le poulier du Blavet en 1896. A l'accore du canyon d'Audierne, les accumulations n'ont pas la forme de pouliers, mais elles sont aussi faites de galets, comme l'a montré un autre dragage de la Pelagia en 1966. Comme sur les pouliers actuels, la taille des galets est très variable. Beaucoup dépassent 10 cm de large, ce qui indique pour l'agent d'apport une compétence assez grande. La nature pétrographique de ces galets varie probablement d'un bout à l'autre des pouliers, avec plus de roches sédimentaires provenant du plateau ou du sommet de l'escarpement, à la racine, et plus d'apports fluviaux à l'extrémité. Un dragage opéré près de l'extrémité a fourni deux tiers de galets de roches du socle (dont une majorité de quartz très roulés) et un tiers de galets de roches sédimentaires (dont une majorité de quartzites et dolomies azoïques roulés). Il est probable probable qu'une campagne systématique de dragages à la drague à chaînes fournirait beaucoup de renseignements sur les affleurements rocheux du bassin versant de chaque fleuve.

Les profils en réflexion sismique montrent que l'accumulation de galets de l'Odet est installée sur un plancher en pente sensible vers le large : un réflecteur visible vers 180 m sous le zéro hydrographique sous le flanc Nord de la vallée et vers 190 m sous le poulier semble correspondre à un banc de roche dure qui fait légérement saillie vers l'isobathe de 200 m et doit être responsable de plusieurs croches signalées par les chalutiers. L'épaisseur de la construction serait donc de l'ordre de 35 m, mais tout n'est probablement pas des galets ; au Hourdel, il y a 10 m de galets reposant sur 20 m de sables (Briquet, op. cit., p. 67). Nous n'avons pas encore obtenu d'échantillon du réflecteur, qui serait pourtant d'un grand intérêt pour dater le poulier.

L'altitude relative du stationnement marin responsable de la formation de ces pouliers pose quelques problèmes. Dans le cas de celui de l'Odet, il culmine à 150 m dans toute sa partie située à l'Est de 5° W Gr., sauf aux ensellements ; le poulier du Hourdel, qui n'est frappé que par des houles atténuées par les fonds médiocres de la Manche, culmine à 4 m au-dessus des plus hautes mers (Briquet, op. cit., p. 67) ; la plage de galets de l'Ile-Grande (C. du N.), plus exposée, culmine à plus de 5 m au-dessus des plus hautes mers (2). On peut donc penser que ce cordon, très exposé, pouvait culminer vers 6 m au-dessus des plus hautes mers, soit 12 m (si le marnage était de 6 m, ce qui reste à prouver) au-dessus du zéro hydrographique de l'époque ; la dégradation peut lui avoir fait perdre 3 m, et le niveau de la mer aurait donc été à 150 + 9 = 159 m au-dessous de l'actuel. Mais on voit que dans ce cas les 3 km terminaux du poulier auraient été submergés en permanence, alors qu'il est hautement improbable qu'un poulier aussi typique puisse se former en milieu toujours submergé et surtout qu'il puisse détourner le lit d'un fleuve s'il est toujours recouvert. Il faut donc admettre que les 3 km terminaux se sont formés lors d'un niveau marin plus bas, même s'il est probable que leur dégradation soit plus poussée que celle de la racine. Si l'on tient pour caractéristique du bout de la crête la profondeur actuelle de 160 m et si l'on admet 5 m de dégradation, l'extrémité du poulier se serait formée lors d'un stationnement marin vers 166 m sous l'actuel ; ce stationnement aurait aussi permis la fermeture de la brèche ouverte dans le cordon lors d'une régression intermédiaire.

1 - Boillot (G.), 1964, p. 170 (dragage 876).

2 - Pinot (J.-P.), 1972 d, Plages, Encyclopaedia Universalis, t. XIII : 95-102, fig. 3.

SECTION III

LES LITTORAUX

Dès lors que les traces spectaculaires d'un littoral bordent l'accore (cf. pp. 47 & 181 sq, et fig. 44, p. 65), tout point de la plateforme continentale a été au moins une fois le siège d'un littoral. Ce qu'il convient de rechercher, c'est donc seulement à quels niveaux s'observent les traces de stationnements marins durables, et suffisamment récents pour que leurs traces se soient bien conservées ; il serait évidemment illusoire de prétendre trouver des traces de tous les stationnements marins, et reconstituer la série complète des variations du niveau relatif de la mer. Mais du moins pouvons-nous chercher quels sont les jalons essentiels dans l'histoire de ces variations. Pour celà, nous disposons de traces laissées par la morphogénèse littorale, sous trois formes : les traces d'érosion, constituées surtout par les falaises, les traces de sédimentation purement littorale, constituées par les plages et les cordons littoraux, et les traces d'un façonnement d'embouchure : estuaires ou deltas. Ces traces sont diversement aptes à se conserver, et plus ou moins faciles à identifier à coup sûr.

§ 1. LES FALAISES.

Les formes d'érosion littorale semblent, a priori, devoir se conserver mieux. En fait, ce que j'ai dit de la vigueur possible de l'érosion marine sur les roches calcaires (cf. pp. 134-135) fait présager que les falaises submergées taillées dans ces roches auront été détruites depuis par l'érosion sous-marine. Dans les roches d'Eocène situées entre 60 et 90 m de fond, il n'existe en effet que quelques falaises, taillées dans les dolomies azoïques, bordées de banquettes de galets (parmi lesquels dominent les grès quartzites à fantômes de nummulites) ; parfois, un second cordon de galets est installé un peu en contre-bas, à quelques centaines de mètres au large de la falaise. J'ai décrit précédemment les formes les plus belles, que j'ai attribuées à des littoraux de 89 et 92 m sous l'actuel [1].

La conservation est meilleure dans les roches du socle, mais encore faut-il qu'elles soient aptes à recevoir un façonnement en falaises (et en falaises assez hautes pour être identifiées comme telles au sondeur). On sait que ce n'est guère le cas du granite, qui ne forme sur le littoral actuel de vraies falaises que sur des hauteurs dérisoires : les plus beaux escarpements sous-marins reconnus dans les roches granitiques, soit directement exposées aux houles du large (comme le flanc Sud du massif de Glénan ou le Cap Caval), soit donnant sur la dépression prélittorale (comme la région de Trévignon), peuvent tout autant être attribués à des failles ayant rejoué récemment qu'à un façonnement littoral (par exemple, les abrupts de la fig. 16, p. 27, au Sud-Ouest de Penmarc'h, peuvent avoir été façonnés ou remaniés en dernier lieu par des processus littoraux, lors des séjours de la mer vers 41 et 49 m sous le niveau actuel, mais, en l'absence de plongées ayant permis de rechercher une éventuelle encoche littorale, rien ne permet de l'affirmer).

Ainsi, ce sont finalement les micaschistes qui se prêtent le mieux au façonnement et à la conservation de falaises. Les plus belles séries de falaises anciennes se trouvent devant Groix et devant les Birvideaux. A l'Ouest de Pen Men, les deux promontoires occidentaux de Groix se prolongent sous l'eau (cf. fig. 79, p. 171) par deux éperons divergents, qui se terminent à 500 et 700 m de la côte actuelle par des abrupts culminant à 12,5 et 11 m. Entre les deux, une belle falaise de plan concave fait face à l'Ouest ; elle est prolongée, au-delà de l'éperon méridional, par une falaise faisant face au Sud-Ouest. Ces deux falaises ont leurs bases vers 16 ou 17 m, et sont précédées, vers le large, par une plateforme d'abrasion située autour de 18 m, large de 200 à 700 m. Il est probable que dans une position si exposée le pied de la falaise se trouvait un peu en-dessous du niveau des plus hautes mers (donc 5 m au-dessus du zéro hydrographique, les hautes mers étant vers 6 m) et que la plateforme d'abrasion était de part et d'autre du niveau de mi-marée, soit 3 m au-dessus du zéro hydrographique. Le niveau marin responsable de ce façonnement aurait donc été vers 18 + 3 = 21 m sous l'actuel. Ces traces sont fraîches, mais leur grande taille (falaise de 5 à 7 m de haut, plateforme d'abrasion très large) peut suffire à en expliquer la bonne conservation. Cette plateforme d'abrasion se termine, vers le large, par un abrupt moins bien conservé, dont la base est aux environs de 22 m, avec une plateforme d'abrasion peu développée ; le niveau marin correspondant aurait pu se trouver vers 22 + 5 = 27 m sous l'actuel.

1 - PINOT (J.-P.), 1968 f.

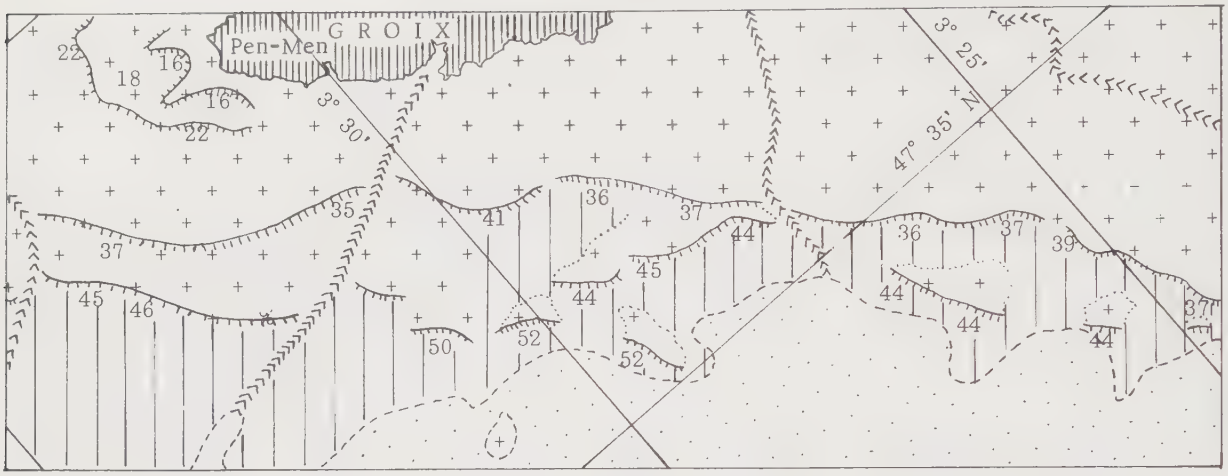


Fig. 86 - Falaises anciennes, dans les micaschistes, au Sud et à l'Ouest de Groix. 1 / 100 000.
Ancient cliffs, in micaschists, South and West of Groix Island.

+ + Fonds rocheux irréguliers - Irregular rocky bottoms Vallons - Small valleys
Falaises anciennes, profondeurs en mètres - Ancient cliffs, depths in meters
Versant régulier d'abrasion - Regular slope carved in micaschists
Fonds sédimentaires - Sedimentary bottoms

Le niveau marin de 21 m sous l'actuel est aussi attesté par le fait que, sur le versant Sud du massif de Glénan, dans des granites, Daniel Foucher a observé en plongée, au cours de ses travaux de préparation d'une thèse de troisième cycle, trois lambeaux d'une falaise ancienne dont les encoches d'abrasion, qui abritent encore quelques galets, sont aussi vers 16 m de profondeur.

Depuis la Basse de Groix jusqu'aux passes situées au Nord de la Basse Moullec, un rivage bien développé a laissé une falaise qui a jusqu'à 8 m de haut, précédée d'un platier d'érosion de largeur variable, mais ne dépassant pas 200 m, sauf lorsqu'il se confond avec le haut du versant régulier (cf. pp. 129-130). Le platier rocheux est mal aplani, hérissé de chicots. Une grève, généralement de galets, avec parfois un peu de graviers, longe localement le pied de la falaise. La base de celle-ci se trouve à des profondeurs variables, selon la position plus ou moins avancée des points observés : le plus souvent, à 36 ou 37 m ; dans un cas (cf. fig. 79, ci-dessus) à 35 m seulement, sur le flanc de la vallée du ruisseau de Saint-Nicolas ; dans deux cas, à 39 et 41 m, sur des promontoires. On peut considérer comme typiques les profondeurs de 36 m, et leur assigner une place originelle un peu en dessous des plus hautes mers, soit à 5 m au-dessus du zéro hydrographique, ce qui donnerait pour le stationnement marin responsable une position relative à 36 + 5 = 41 m sous l'actuel. J'ai indiqué autrefois (1) que ce littoral me paraissait correspondre au même stationnement marin que le "littoral de 37 m" dont les traces sont abondantes sous la forme d'accumulations entre Groix et le Pouldu (2), mais que la différence actuelle de profondeur pouvait s'expliquer par un enfoncement consécutif à la submersion holocène, plus grand sur le flanc Sud de Groix, qui est largement influencé par la surcharge d'eau sur l'ensemble de la plateforme continentale, que dans la dépression prélittorale, encadrée de terres émergées et de hauts fonds, sur lesquels la surcharge a été nulle ou modeste.

C'est probablement à ce même stationnement de la mer qu'il faut attribuer le façonnement de la falaise (peu élevée) qui borde le massif des Birvideaux, depuis l'Ouest de la Basse Moullec jusqu'à l'Ouest-Sud-Ouest du phare des Birvideaux, et dont le pied actuellement visible (mais la base de cette falaise semble partiellement enfouie sous des sédiments fins plus récents) est entre 35 et 38 m.

L'escarpement qui limite vers le haut le versant régulier au Sud de Groix (cf. pp. 129 et 130) ne se confond que localement avec la falaise morte du littoral de 41 m sous l'actuel ; ailleurs, il est à des profondeurs plus grandes, et semble se confondre avec des falaises mortes façonnées par d'autres stationnements du niveau de la mer (cf. fig. 79, ci-dessus). Le plus souvent, le dièdre formé par l'escarpement et le versant régulier a été rencontré lors des sondages entre 44 et 46 m, avec un maximum

1 - PINOT (J.-P.), 1968 f, p. 207.

2 - PINOT (J.-P.), 1966 j.

de fréquence à 44 m ; on peut supposer que cette relative constance de la profondeur est due à l'action d'un stationnement marin qui se serait alors placé vers 44 + 5 = 49 m sous l'actuel. Sur une faible partie de son tracé, au Sud-Ouest de la Pointe de Saint-Nicolas, le haut du versant régulier est encore plus profond, vers 50 ou 52 m, et pourrait réemployer une falaise façonnée lors d'un niveau marin vers 55 m sous l'actuel ; on se souvient que l'une des incisions fluviales postérieures à la construction du delta sous-marin devant la Basse Moullec se termine à 55 m (cf. p. 181) ; il existe aussi quelques accumulations littorales correspondant à ce stationnement de la mer.

Les falaises bien caractérisées ne se rencontrent que dans les régions rocheuses, à moins de 90 m de profondeur. Sur le plateau continental, faute de roches, il n'y a pas de falaises ; toutefois, en deux ou trois points des interfluves, les graviers présentent, sur des versants face au large, des pentes anormalement fortes (jusqu'à 3 % !) que j'ai hardiment représentées comme des falaises sur la carte morphologique de la fig. 49, pl. VI, pp. 88-89.

Sur le haut de l'escarpement continental, plusieurs bandes de sondage montrent des abrupts ; dans beaucoup de cas, la réflexion sismique indique qu'ils correspondent à l'affleurement de bancs rocheux formant de bons réflecteurs sismiques ; mais parfois rien dans la structure ne semble expliquer ces abrupts. Il pourrait alors s'agir de falaises, bien que l'existence de régressions dépassant 165 m soit contestée. En plusieurs endroits, j'ai cru constater un rentrant du profil bathymétrique, composé d'une "falaise" en pente plus forte que l'ensemble du versant, et d'une "plateforme d'abrasion" en pente moins forte, avec le raccord entre les deux ("haut de plage") vers 205 à 208 m. Mais ces formes sont très difficiles à étudier dans les parties les plus abruptes de l'escarpement continental ; ce n'est que sur les interfluves de cet escarpement, spécialement celui entre les canyons du Blavet et de l'Odet, que l'on pourrait faire une recherche systématique des falaises et cordons littoraux anciens.

§ 2. LES PLAGES ET LES CORDONS LITTORAUX.

A la différence des falaises, les accumulations littorales submergées se rencontrent à toutes les profondeurs ; elles sont souvent faites de sable, mais alors les remaniements qui les ont affectées les rendent difficiles à identifier. Quand elles sont faites de galets ou de graviers, elles sont mieux conservées ; parfois même, dans le cas de galets, elles ne paraissent pas avoir été sensiblement affectées par les dégradations ultérieures. Leurs profils transversaux sont donc très variables selon le matériau qui les constitue, et aussi en fonction de leur degré actuel d'exposition aux agents de transport sous-marin.

A. Profils transversaux.

Les cordons littoraux de matériaux fins (dont le versant exposé au large constitue la "plage") se sont, en vieillissant, étalés de part et d'autre de leur axe d'origine, atteignant des largeurs importantes : plusieurs centaines de mètres dans tous les cas, mais parfois plusieurs kilomètres. Ce faisant, la profondeur de leurs sommets augmente, et il se pose donc le problème de l'identification du niveau marin responsable.

J'ai indiqué dans une publication antérieure (1) quelles estimations on pouvait raisonnablement faire de la dégradation des cordons de galets à la suite de leur submersion. Je n'y reviendrai donc pas. Dans le cas des cordons littoraux faits de sable, on peut faire des estimations analogues en partant de formes comparables à celles des cordons actuels (ceux du Cap-Caval, à Lechiagat ; du Teven au Nord de l'Ile-Tudy ; du Cap-Coz ; des plages entre la Pointe de la Jument et Trévignon ; de celles de l'anse du Pouldu au Nord de Fort-Bloqué ; de celles qui s'étendent entre Gâvres et Quiberon). Compte tenu de la présence habituelle de dunes, et en se limitant aux cordons qui retiennent des étangs de barrage ou ferment des dépressions plus ou moins humides, on peut définir les paramètres usuels de la façon suivante :

- la crête des cordons est toujours à 3 m au moins au-dessus des plus hautes mers, et pour les cordons les plus exposés elle se tient vers 6 ou 7 m, avec des culminations isolées, de nature dunaire, vers 10 à 12 m, très susceptibles d'ailleurs de dégradation rapide ;
- la largeur du cordon, estimée au niveau des hautes mers ordinaires (niveau proche de celui des eaux des étangs de barrage derrière les cordons), est au minimum de 60 m, plus souvent proche de 100 m. Dans les régions de forte alimentation en sable (d'Etel à Quiberon) elle est de 150 à 200 m, avec en outre un étalement par le vent jusqu'à plus d'un kilomètre de large ;
- la largeur totale des accumulations meubles, mesurée depuis le pied du revers au contact des marais

1 - Pinot (J.-P.), 1968 f, pp. 201-202.

ou des étangs jusqu'à la rupture de pente qui marque généralement le passage entre un haut d'estran en pente sensible et un bas d'estran qui présente déjà certains des caratères de l'avant-plage, est au minimum de 150 m, le plus souvent de 200 ou 250 m. Localement, elle atteint 300 m ou plus, abstraction faite d'un éventuel étalement éolien sur le revers ;

- les plages ont des pentes souvent supérieures à 4 % dans leur partie haute, se réduisant à 1 % environ en bas de plage et sur l'avant-plage.

Or les pentes d'équilibre des sables quartzeux émoussés (cas des sables littoraux anciens) en milieu toujours submergé sont de l'ordre d'1 % (cf. p. 80) et les crêtes s'étalent donc après leur submersion, les matériaux se répartissant tant sur ce qui avait été l'avant-plage que sur ce qui avait été la dépression de revers. Cet étalement peut aller jusqu'à la suppression de toute contre-pente et il devient alors très difficile de reconnaître la présence d'un littoral ancien, sauf par une étude statistique de la disposition des matériaux ayant reçu un façonnement littoral : c'est par une méthode de ce genre que Francis Lapierre [1] a pu affirmer l'existence, sur l'ensemble des plateformes continentales du Nord et de l'Est du Golfe de Gascogne, d'un littoral sableux vers 100 m de profondeur. Mais il devient impossible de déterminer avec précision l'altitude relative du stationnement marin responsable du façonnement littoral, quand la dégradation des formes est trop poussée.

Dans le cas où l'ancienne accumulation a été conservée en saillie par rapport à l'ancienne dépression du revers, la détermination du niveau initial est plus aisée ; dans le cas le plus favorable, la dépression était occupée par un marécage presque entièrement colmaté par des sédiments fins qui forment aujourd'hui, s'ils se sont conservés (mais on a vu, p. 178, que ce n'est pas toujours le cas) un plancher horizontal sur lequel se répandent les produits du démantèlement de la crête. On peut alors estimer que le colmatage atteignait à peu près le niveau des hautes mers moyennes et en déduire la position précise du stationnement marin responsable. L'examen de ceux des cordons où un marais de revers permet une détermination précise de la dégradation du cordon littoral montre que le sommet de l'accumulation, qui pouvait être initialement vers 3 m au-dessus des plus hautes mers, a été ramené à un niveau voisin de celui des plus hautes mers de l'époque ; on peut considérer qu'il en était de même là où l'état de la dépression de revers ne permet pas de l'utiliser pour la détermination du niveau marin ; ainsi, on admettra que pour les cordons de sable le niveau atteint aujourd'hui par le sommet de l'accumulation est proche du niveau des plus hautes mers de l'époque.

La position initiale de l'accumulation n'a pas non plus été conservée sans changements. En effet, à cause de la pente d'origine, qui était plus forte face au large que face au revers, avec une plus grande dénivellation, une part plus grande des matériaux a été colluvionnée vers le large, et la crête de l'accumulation actuelle est sensiblement en retrait par rapport à la crête initiale. Elle est, en

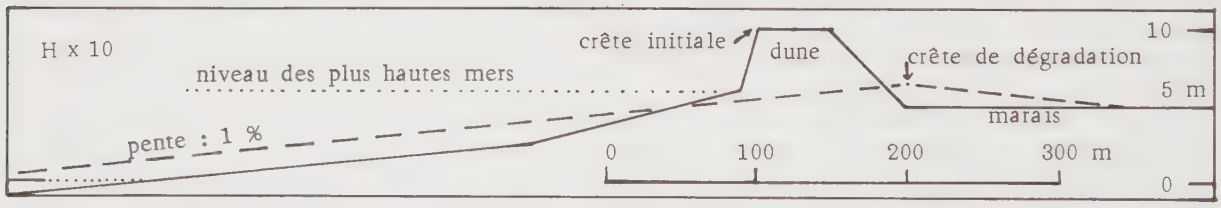


Fig. 87. Schéma de la dégradation d'une plage sableuse. Sketch of degradation of sand spit. L = 1/5000

outre, probablement constituée par des matériaux remaniés (cf. fig. 87). Si l'on veut retrouver, par exemple pour y implanter des carottages afin d'obtenir des matériaux susceptibles de datations isotopiques, le sable en place, c'est sur la partie haute du versant au large de l'accumulation actuelle qu'il faut le rechercher, mais pas vraiment au sommet.

Il faut toutefois se méfier des remaniements subis en milieu sous-marin : ils n'aboutissent pas toujours à la dégradation des formes. Dans le cas du cordon littoral submergé qui prolonge vers l'Est-Nord-Est la Pointe de la Croix, à la corne Nord-Est de l'île de Groix, les formes sont extrêmement fraîches parce que les courants actuels les entretiennent ; la crête culmine en général vers 11 m sous les plus basses mers, dominant de 2 m environ une dépression remplie d'au moins un mètre de sables coquilliers, laquelle la sépare du massif rocheux qui va de Groix à la Basse du Guihel. L'extrémité

1 - Lapierre (F.), 1970, Fleuves et rivage préflandriens sur le plateau continental du Golfe de Gascogne, Quaternaria, XII : 207-217.

orientale de l'accumulation fait un crochet vers le Nord-Est, c'est-à-dire, par rapport à sa mise en place initiale lors d'un stationnement de la mer autour de 16 ou 18 m sous le niveau actuel, vers le large ! C'est qu'aujourd'hui elle fonctionne comme une queue de comète profonde, sous le vent de l'île de Groix, et tend à se disposer dans la plus parfaite position d'abri ; mais les sables colluvionnés sont ainsi remontés vers la crête par les houles venant des deux côtés et la flèche garde un commandement assez important.

En dehors de cas particuliers comme celui-là, les cordons littoraux anciens ont un profil très peu saillant, "avachi" par le colluvionnement. Le profil est pourtant rarement aussi simple que celui du schéma de la fig. 87, où j'ai figuré en tireté ce qui résulterait de la répartition géométrique des matériaux selon des pentes d'1 %. On trouvera des profils réels de cordons littoraux sur les fig. 84, p. 183, et 89, p. 193, où les exagérations des hauteurs sont 6 à 9 fois plus fortes que sur la fig. 87. Les différences entre profil schématique et profil réel tiennent à l'adoucissement des ruptures de pente, à la présence éventuelle de roches résistantes formant une limite aux migrations de colluvions, etc... Mais elles restent mineures, et l'évolution d'ensemble des cordons littoraux à dépression de revers a bien eu pour résultat l'élargissement de la zone occupée par les matériaux provenant de l'accumulation littorale, l'abaissement du sommet de l'accumulation, et le recul de la crête de l'accumulation en direction de la dépression de revers. Ces diverses causes d'erreur sur la position précise du littoral et le niveau du stationnement marin qui l'a façonné n'ont pas de conséquences importantes quand on n'en est, comme dans cet ouvrage-ci, qu'au stade du premier inventaire des traces de littoraux sur la plateforme continentale ; mais lorsqu'on affinera l'analyse de ces traces pour préciser la chronologie relative des divers stationnements marins, il faudra utiliser avec rigueur et précision les règles de l'évolution des plages anciennes en milieu submergé.

Dans le cas de plages adossées à un relief, sans dépression de revers, l'évolution est un peu différente, parce que presqu'aucun colluvionnement ne peut se faire vers l'arrière ; toute la dégradation se fait donc vers le large, et les matériaux sont étalés très en contre-bas de leur position initiale, allant parfois jusqu'à masquer complètement les traces d'autres littoraux plus bas situés. Un exemple de plage adossée est fourni par les minutes de sondage du S.H.O.M. (1) dans la région de l'interfluve entre Blavet et Odet, vers 160 m de profondeur. Les hauteurs qui culminent vers 150 m s'abaissent vers le large selon un profil très comparable à celui de l'interfluve Belle-Ile - Blavet (cf. fig. 42, p. 63) jusqu'à la profondeur de 310 m environ, à laquelle la pente se raidit assez brusquement. Ce lent enfoncement permet l'existence d'un prolongement du plateau, appelé "Le Négus" par les rochelais, sur lequel l'accore n'a pas d'existence réelle (cf. fig. 60, p. 118). Entre 153 et 185 m, un profil NE-SW partant de 46° 50' N / 4° 50' W Gr. montre une pente d'ensemble de 4,5 °/₀₀ à peu près constante en haut et en bas, mais sur laquelle un relief postiche semble être édifié entre 156 et 170 m (cf. fig. 88, ci-dessous) ; je pense qu'il s'agit d'un cordon de galets ou de cailloux un peu émoussés (c'est ce qu'a rapporté un dragage de Bleicher sur la même forme, à 5 km au Sud-Est), cordon adossé à la pente et un peu dégradé aujourd'hui, qui devait culminer autrefois vers 154 m ; s'il parvenait à 6 m au-dessus

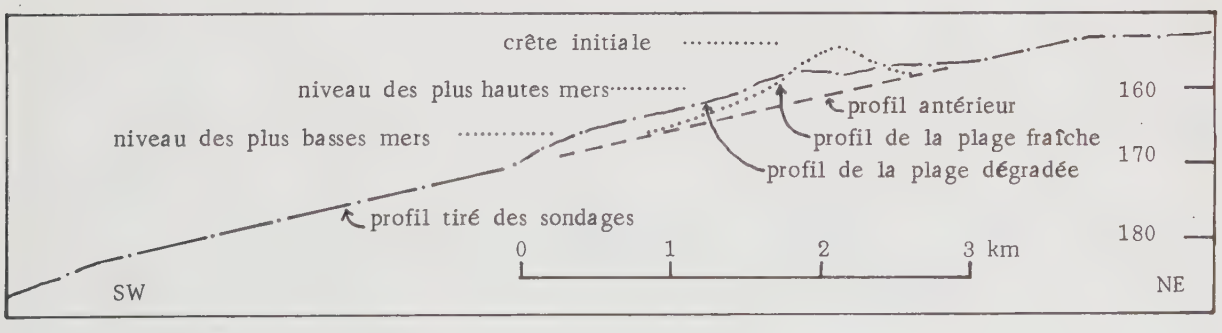


Fig. 88 - Profil bathymétrique d'une plage adossée aux collines entre Odet et Blavet, Source : S.H.O.M.
Bathymetric profile of a beach backed by hills between Odet and Blavet,
L = 1/50 000 ; H = 1/1 000 ; H x 50.

1 - S.H.O.M. (Peluchon), 1967, Mission hydrographique des côtes de France, côte Ouest de France, Bretagne Sud, minutes de sondage, 1 / 50 000, feuille R. 50-13.

des hautes mers de l'époque (cf. p. 186) il aurait été mis en place par le même niveau marin de 166 m sous l'actuel que l'extrémité du poulier de l'Odet ; probablement les galets s'arrêtaient-ils alors vers le niveau des basses mers, et c'est sans doute par l'effet de la dégradation ultérieure qu'ils semblent s'étaler aujourd'hui jusqu'à l'isobathe de 170 m.

B. Plans des flèches et des plages.

Si les profils transversaux des plages permettent de savoir où se tenait le niveau moyen de la mer lors de leur façonnement, et dans une certaine mesure d'apprécier la vigueur des houles qui frappaient chaque section du littoral, les plans des accumulations, dictés par la dérive littorale, donnent une idée des directions dominantes de houles, et, par là, des climats qui régnaient à ces époques. La valeur des indications fournies est cependant variable selon le degré de liberté de l'accumulation littorale.

a) Plages adossées.

Cette liberté est réduite dans le cas des plages adossées, installées soit au pied de falaises (cf. ci-dessus, pp. 187 sq), soit sur le flanc de grands versants (cf. p. 191). Leur orientation dépend en effet de la disposition d'ensemble du relief auquel elles s'adossent, et sur lequel elles se moulent aussi longtemps que cette disposition reste compatible avec les directions dominantes de houle. Dans le cas des plages de poche, rencoignées dans un rentrant du relief, l'étude détaillée de leur arcure pourrait conduire à la détermination de l'incidence dominante des houles ; mais il faudrait pour celà un levé très détaillé et très sûr, opéré avec un positionnement rigoureux, ce qui n'a pas été possible jusqu'ici. Dans le cas des plages non closes, la dérive littorale entraînait latéralement une partie des matériaux, qui ont formé, au-delà de la région où la plage trouvait un appui, une extension en flèche, plus ou moins développée.

C'est ainsi que la plus occidentale des deux flèches qui étranglaient l'estuaire de la Rivière Ferronnière lors du stationnement marin de 92 m (cf. fig. 80, p. 178) prolonge vers le Sud-Est les cordons de galets adossés aux falaises de "la Barrière" (1), ce qui indique que la dérive littorale se faisait vers le Sud-Est pour une plage adossée faisant face au 215° ; de même, le poulier qui tendait à fermer l'estuaire de l'Odet, à l'accore, lors du niveau de 166 m (cf. p. 183) prolonge la plage adossée aux collines de l'interfluve Blavet - Odet (cf. fig. 88, p. 191) et montre ainsi que, sur cette plage qui faisait face, elle aussi, au 215°, la dérive littorale s'opérait vers le Nord-Ouest. On ne peut cependant pas établir immédiatement la direction dominante des houles au large à partir du sens de la dérive littorale, car il faudrait d'abord dresser des séries de plans de vagues, pour tenir compte de la réfraction des houles par les reliefs modestement submergés lors de chacun de ces stationnements marins.

b) Flèches.

Les accumulations littorales dont une extrémité est accrochée à un relief, alors que l'autre s'étend sans contrainte sur une région basse, sont plus librement façonnées par la dérive littorale, et constituent de meilleurs indicateurs du sens dans lequel elle agissait. De plus, elles sont parmi les formes les plus aisées à identifier et à lever correctement par les techniques dont nous disposons actuellement.

J'ai déjà décrit (1) les flèches littorales qui fermaient en grande partie le chenal de l'Ile-Verte, et que j'ai rapportées aux niveaux de 54 et 56 m sous l'actuel. Ces flèches sont mal conservées, et leur saillie très modeste pourrait faire douter de leur réalité. Mais depuis ma publication de 1968, leur identification comme formes anciennes a été confirmée par les prospections sismiques. Ces flèches sont accrochées aux roches de la Basse Doun par leur extrémité orientale, et font face au 135°.

Beaucoup plus loin au large, dans les fonds de 135 m, une flèche beaucoup plus importante est connue et cartographiée grâce aux minutes de sondages du S.H.O.M., dont des sondages transversaux de la Thalassa, de la Pelagia et du Job-ha-Zelian permettent de corriger les écarts systématiques entre lignes parallèles. C'est à partir de ces minutes, ainsi corrigées, que j'ai dressé la carte de la fig. 89, p. 193, qui montre que cette flèche, culminant vers 134 m au-dessous des plus basses mers actuelles, est installée sur un platier rocheux situé de part et d'autre de 138 m, probablement formé de Pliocène ; les têtes de roche qui saillent modérément au milieu de la dépression de revers, au lieu dit "le Prunier" (cet endroit est ainsi appelé par les rochelais, selon M. Louis Coat, capitaine du Job-ha-Zelian, parce que les chalutiers tournent autour de la roche centrale comme la chèvre qui broute dans un verger tourne autour du prunier auquel elle est attachée), sont en effet constituées de Pliocène.

1 - Pinot (J.-P.), 1968 f.

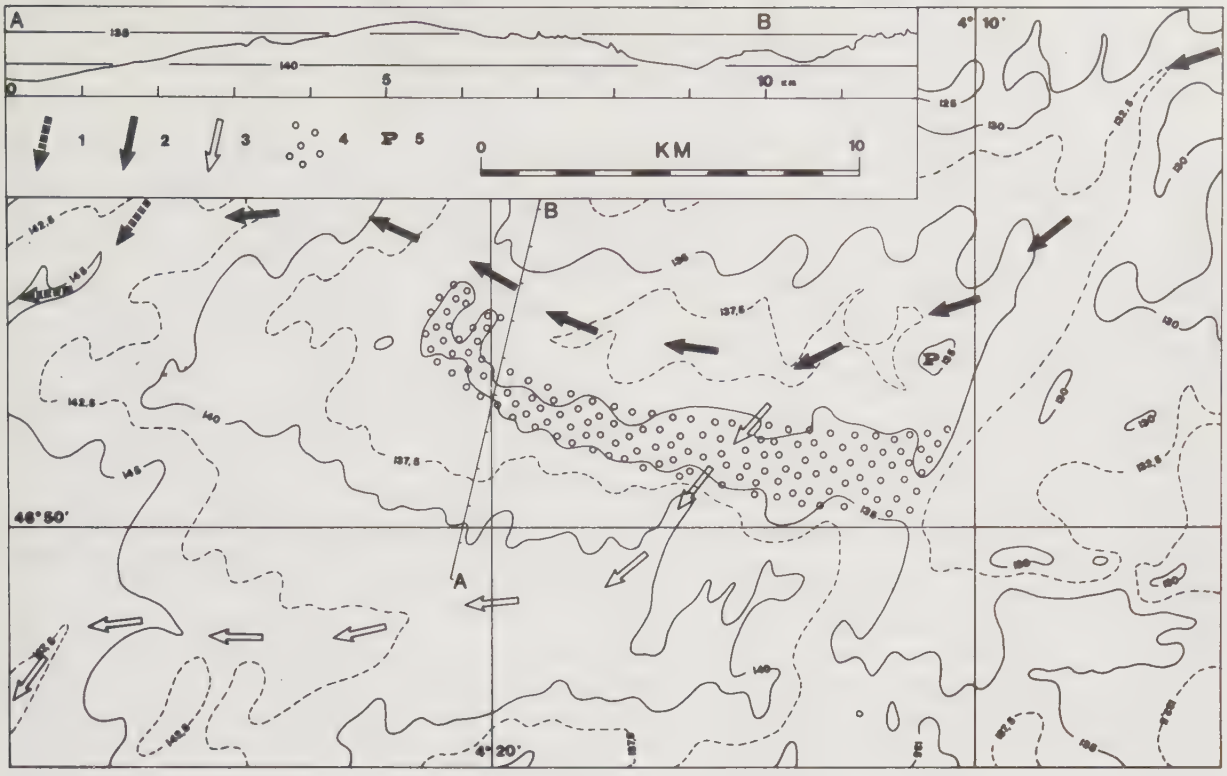


Fig. 89 - Le détournement de la Rivière Ferronnière par une flèche du rivage de 141 m sous l'actuel. 1 = Dernier cours du Blavet - Last course of Blavet ; 2 = Dernier cours de la Rivière Ferronnière - Last course of Ferronnière River ; 3 = Cours avant le détournement - Course before the change ; 4 = Flèche du rivage de 141 m - Spit of the - 141 m sea-level ; 5 = Affleurement de Pliocène - Pliocene outcrop. En carton - Inset : Profil topographique Sud-Nord selon A-B - Topographic profile along A-B ; Sondage de - Soundings by : Pelagia, 21 IX 66, 20 h 20. Carte - Map = 1/200 000 ; Carton - Inset = 1/100 000 ; H = 1/1200 ; H x 87.

Cette flèche est longue de 15 km, large de 3 km à la racine et de quelques centaines de mètres à l'extrémité, qui comporte au moins deux crochets terminaux fortement recourbés. Elle est accrochée à l'Est à un relief culminant vers 130 m, tapissé de sables moyens et grossiers, mais dont le substrat est formé de roches probablement miocènes ou pliocènes. Elle fait face au Sud-Sud-Ouest, et barre l'ancien cours de la Rivière Ferronnière, encore marqué par une profonde incision dans le platier rocheux, de sorte que cette rivière a été détournée vers la vallée du Blavet, qu'elle rejoignait, lors de la dernière régression qui a affecté cette région, sensiblement en amont de la confluence initiale. Si la crête actuelle de cette flèche, vers 134 m, est encore un peu au-dessus des plus hautes mers de l'époque, ce qui est plausible étant donné que cette accumulation, bien exposée, est l'une des plus belles du plateau continental et a dû être très haute autrefois, elle correspondrait, si le marnage ancien était de 6 m comme l'actuel, à un niveau marin de 134 + 7 = 141 m sous l'actuel.

Il existe dans cette région quelques autres flèches analogues, moins spectaculaires toutefois ; mais elles semblent beaucoup moins nombreuses que dans le secteur étudié par Vanney [1] où il en existe énormément, autour des profondeurs de 135 m et autour des profondeurs de 110 m. Vanney les interprète comme d'anciens cordons littoraux, construits successivement les uns devant les autres au cours de deux stationnements marins assez prolongés ; on pourrait aussi penser à des cordons dunaires parallèles construits derrière un rivage assez stable ; or, rien de tel ne se retrouve plus une fois franchie, vers le Nord-Ouest, une ligne partant au 225° de Belle-Ile. Deux différences dans le milieu me semblent rendre compte de l'opposition entre les deux régions : d'une part les épandages fluviatiles de la Loire ont adouci le relief de la région pro-ligérienne et permis la "formation d'une véritable plaine de niveau de base"

1 - Vanney (J.-R.), 1969, pp. 154 et 293.

selon l'expression de Vanney (op. cit., p. 293), ce qui a facilité la construction de plusieurs cordons littoraux ou dunaires parallèles, en relation avec le même niveau marin ; d'autre part, ces apports terrigènes importants ont fourni des matériaux pour la construction de ces accumulations.

c) Cordons littoraux accrochés aux deux extrémités.

Ces formes, généralement arquées, fixées à des reliefs parfois importants, ont souvent été dégradées par les exondations ultérieures. Deux seulement ont laissé des traces incontestables : l'une se trouve en baie du Pouldu ; c'est un cordon de galets, accroché au Sud au pointement le plus septentrional des micaschistes prolongeant Baz ar Vretoned au Nord de la vallée submergée du Blavet ; recourbé le long de l'isobathe de 32 m environ, il va s'appuyer à l'Ouest sur les restes d'une terrasse alluviale peu saillante. Il jalonne un rivage, connu par ailleurs dans la même région, que j'ai attribué jadis (1) à un stationnement marin vers 37 m sous l'actuel. Compte tenu de sa position dans une ria en bouteille (qui explique d'ailleurs le médiocre façonnement des matériaux) ce cordon est de peu d'usage pour l'étude des houles dominantes de l'époque. L'autre cordon littoral arqué est beaucoup plus ancien, et n'a été partiellement conservé que grâce à la cimentation de ses matériaux : c'est la série de chicots taillés dans une gravelle coquillière consolidée, qui s'étendent en arc de cercle depuis le massif de Glénan, au Nord de la Basse Pérénnès, jusqu'à l'abrupt qui termine vers le Sud les roches de Lesconil. Le démantèlement de ce cordon et sa situation dans un rentrant très marqué des isobathes de 55 à 63 m qu'il longe font qu'il ne donne que peu de renseignements sur les houles qui l'ont mis en place.

d) Signification paléogéographique de ces plans.

Le plan des accumulations littorales anciennes, et surtout celui des flèches à pointe libre, est donc caractéristique de dérives littorales qui parfois (cas du littoral de 92 m à l'Ouest de la Rivière Ferronnière) s'effectuaient dans le même sens qu'aujourd'hui, mais qui, plus souvent, paraissent avoir été engendrées par des houles dominantes différentes des actuelles. Beaucoup de ces flèches sont en effet accrochées à l'Est, et font face au Sud-Sud-Ouest, voire au Sud-Est quand elles bénéficiaient d'un abri du côté occidental. Or aujourd'hui, en dehors des positions d'abri comme les baies de Bénodet ou de Quiberon, les accumulations littorales du golfe de Gascogne tendent plutôt à s'accrocher à l'Ouest ou au Nord-Ouest, et à faire face au Sud-Ouest ou à l'Ouest-Sud-Ouest. On peut rechercher la cause de la différence d'orientation et de dynamique dans une modification de la part relative des houles d'Ouest et des houles de Sud : manifestement, les flèches anciennes étaient plus influencées par des houles venues du Sud ou du Sud-Est que les accumulations actuelles. On peut expliquer ce renversement des rôles soit par l'existence, lors des régressions, d'obstacles à l'arrivée sur nos côtes des houles d'Ouest, soit par une modification du régime des vents favorisant le développement des houles du Sud et réduisant la fréquence et la vigueur des houles d'Ouest.

Le fait que la plupart des isobathes, au-delà de celle de 80 m, aient une direction générale moins zonale que celle de la côte actuelle, et que les rivages qui les jalonnaient aient donc été plus exposés à l'Ouest que les rivages actuels, tend à rendre plus plausible une modification du régime des vents, telle que les vents de mer sur le golfe de Gascogne aient été plus souvent de secteur Sud qu'aujourd'hui. Comme un phénomène analogue (mais de sens inverse) a été décelé à partir d'accumulations anciennes des côtes bretonnes de la Manche (2), situées, il est vrai, à des niveaux différents de ces littoraux-ci, on peut penser que certains climats anciens peuvent avoir été marqués par une circulation plus souvent méridienne, et moins souvent zonale, que notre époque. Mais rien ne permet de dire si cette particularité a été durable autrefois ou si, comme il est plus plausible, elle était caractéristique des périodes de régression marine, et accessoirement de quelques très courtes périodes interstadiales de transgression, comme le fut, à mon avis (3), celle qui a mis en place les rivages normaniens les plus récents. Dans ce cas la prédominance de la circulation méridienne aurait pu être liée, chez nous, à la présence de calottes glaciaires importantes immédiatement au Nord de nos régions.

1 - Pinot (J.-P.), 1966 j.

2 - Pinot (J.-P.), 1963 b, Quelques accumulations de galets de la côte trégoroise, Ann. Géog., 72 (389) : 13-31, pp. 19-20.

3 - Pinot (J.-P.), 1971 f, Rapports entre les plages "normaniennes" et les dépôts périglaciaires en Trégor (Bretagne du Nord), Quaternaria, 15 : 111-112.

C. Matériaux des accumulations littorales.

Les matériaux qui forment les accumulations littorales jettent quelques lueurs sur la façon dont elles se sont formées et ont ensuite évolué.

a) Origine des matériaux.

Pour savoir si les matériaux accumulés le long des littoraux anciens aujourd'hui submergés y ont été apportés par les fleuves, par le balayage de la plateforme continentale ou par la dérive littorale, leur nature pétrographique ou minéralogique est d'un grand secours.

L'étude pétrographique des éléments les plus grossiers montre que les apports fluviaux ne sont jamais négligeables : sur le plateau continental, où l'on ne connaît pas d'affleurements de roches du socle, les galets issus de ces roches sont relativement abondants, et souvent même dominants ; or, ils ne peuvent avoir été apportés que par les rivières, même quand celles-ci nous semblent aujourd'hui relativement modestes, et peu compétentes. D'un autre côté, plusieurs cordons de matériaux grossiers (graviers et petits galets) comportent de grandes coquilles (notamment des cardiums, et Glycymeris glycymeris, var. inflata (Borson)) qui n'a jamais été rencontrée vivante) qui pourraient y avoir été poussées par les houles, depuis l'avant-côte, à l'époque où ces cordons étaient fonctionnels. Toutefois, on pourrait aussi envisager que ces coquilles aient vécu sur le cordon après sa submersion, et que le fait qu'on les y trouve en plus grande abondance qu'ailleurs soit lié soit à leur écologie, soit à ce que la position saillante du cordon entrave la sédimentation plus fine qui fossiliserait les coquilles. Les quelques datations au carbone-14 qui ont été obtenues sur des Cyprines provenant du plateau médian (cf. p. 214) ont fourni des dates de l'ordre de 10 000 B.P., tandis que d'autres [1] des "gargattes", draguées sur les glacis-plaines proligériens ont été datées de 4400 B.C. [2] ; d'autres datations, sur des cardiums [3] ont donné des dates de 9 000 B.P. pour des coquilles grises, et de 3 000 à 5 000 B.P. pour des coquilles fauves. Ces dates relativement récentes iraient dans le sens de la seconde hypothèse, mais comme chaque datation a été obtenue en utilisant plusieurs coquilles dont il n'est pas certain qu'elles soient contemporaines (et parfois même provenant de dragages différents) on ne peut considérer comme acquis que les grandes coquilles soient toujours un apport postérieur à l'édification des cordons.

L'étude minéralogique a été conduite par Francis Lapierre [3] sur l'ensemble de la plateforme continentale du golfe de Gascogne. Elle indique également l'influence considérable des apports fluviatiles, particulièrement nette si l'on choisit, comme traceurs, des minéraux spécifiques de chaque fleuve.

On peut ainsi suivre l'influence du Blavet (et à un moindre degré celle de l'Odet) par la répartition des débris d'andalousite. Ce minéral, assez répandu en Basse-Bretagne [4], est spécialement abondant dans le bassin-versant du Blavet (gisements de taille industrielle de Glomel et Trégornan, au Sud-Ouest de Rostrenen ; gisement des Salles de Rohan, à l'Ouest du barrage de Guerlédan) ; il est présent dans le bassin versant de la Laïta (gisements de la région de Scaër, et partie occidentale des gisements de Glomel et Trégornan) ; il est connu aussi dans le bassin versant de l'Odet (Les Salles en Landrévarzec, au Nord de Quimper). La Laïta étant, dès la dépression prélittorale, un affluent du Blavet, c'est la vallée submergée de ce fleuve qui présente les plus belles teneurs en andalousite (cf. fig. 90, p. 196, tirée de Lapierre, 1969, carte 17, p. 97) ; on en trouve aussi, en moindres concentrations, dans la vallée submergée de l'Odet et, latéralement, on observe un étalement vers le Nord-Ouest le long de l'isobathe de 115 m, et un étalement vers le Sud-Est le long de l'isobathe de 135 m.

La hornblende, connue dans certaines roches de la région de Groix, semble caractéristique des vallées submergées de la Vilaine et du Blavet : aux dimensions de 200 à 400 micromètres (Lapierre, 1969, carte 16, p. 96) elle existe tout au long de ces vallées avec une particulière abondance en amont de l'isobathe de 120 m, et s'étale à partir d'elles, surtout le long de l'isobathe de 115 m ; aux dimensions de 100 à 200 micromètres (Lapierre, 1969, carte 25, p. 110), la répartition est analogue, mais

1 - Vanney (J.-R.), 1969, p. 162. Corriger l'erreur matérielle à l'aide de la p. 214 du présent volume.

2 - Babin (C.) & Glémarec (M.), 1971, Ecologie et paléoécologie des bivalves marins des sédiments meubles, Haliotis, 1 (2) : 105-125. Cf. p. 113.

3 - Lapierre (F.), 1969. Cf. p. 148 pour les datations.

4 - Chauris (L.), Le Bail (F.) & Guigues (J.), 1970, Minéraux de Basse-Bretagne, Brest, S.E.P.N.B., 96 pp. (Extraits de Penn ar Bed, 6 : 293-304 ; 7 : 11-33, 145-158 & 217-248)

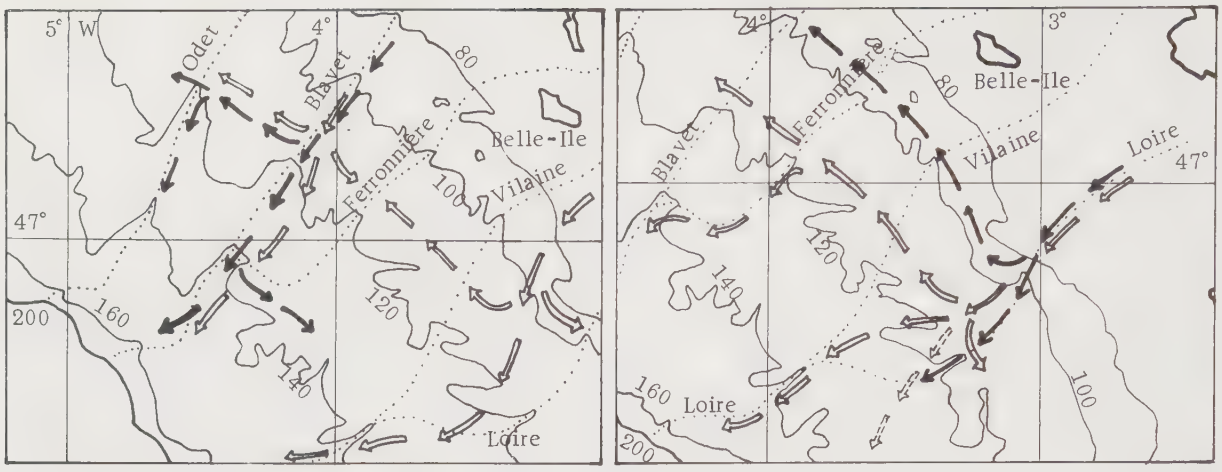


Fig. 90 & 91 - Axes de dispersion des minéraux lourds apportés par les fleuves, d'après Lapierre, 1969.
Dispersal axes of heavy minerals brought by rivers, after Lapierre, 1969.
90 (à gauche) : Andalousite (flèches noires - black arrows) & hornblende (fléches évidées - open arrows),
91 (à droite) : Monazite (flèches noires - black arrows) & augite (flèches évidées - open arrows).
Echelle des cartes de Lapierre - Scale of Lapierre's maps = about 1/2130000 approché.

les plus fortes concentrations sont atteintes dans la basse vallée de la Loire, en aval de la confluence de la Vilaine ; l'étalement latéral s'effectue d'une part vers le Nord-Ouest, le long de l'isobathe de 115 m, et d'autre part le long de l'isobathe de 100 m, vers le Sud-Est.

Les vallées successives de la Loire (cf. fig. 91, ci-dessus) peuvent, de même, être retracées grâce à quelques minéraux typiques ; ceux-ci se répandent plus ou moins loin en fonction de leur densité et de leur taille, et on peut ainsi, à partir des cartes de Francis Lapierre, suivre la dispersion des apports ligériens en utilisant successivement, du moins étalé au plus dispersé, les minéraux et les tailles suivants :

- la monazite, caractéristique de la partie orientale du Massif Armoricain, est un minéral lourd, peu dispersé, surtout aux dimensions de 200 à 400 micromètres qui ont été étudiées par Francis Lapierre (1969, carte 14, p. 94) ; il dépasse peu l'isobathe de 100 m, le long de laquelle il a été étalé vers le Nord-Ouest ;
- l'augite, issue du volcanisme du Massif Central, est dispersée de façon différente selon la taille :
= à 200 - 400 micromètres (Lapierre, 1969, carte 15, p. 95), elle trace presque jusqu'à l'accore l'itinéraire principal de la Loire submergée, mais a été largement étalée vers le Nord-Ouest le long de l'isobathe de 115 m, à partir de laquelle elle a été redistribuée vers l'aval dans la vallée submergée de la Rivière Ferronnière ;
= à 100 - 200 micromètres (Lapierre, 1969, carte 24, p. 109) elle quitte vers 125 m de profondeur (flèches évidées en tireté de la fig. 91) la vallée qui conduit au canyon de Saint-Nazaire et semble jalonner un autre itinéraire de la Loire, vers le Sud-Ouest, de part et d'autre duquel elle est largement étalée comme s'il s'agissait d'apports très anciens et très remaniés déjà.

Certes, les dragages utilisés par Lapierre sont trop espacés pour que l'on puisse suivre dans le détail les modes d'étalement de chaque apport, et il serait sans doute souhaitable de rechercher dans des échantillons beaucoup plus rapprochés les seuls minéraux retenus comme caractéristiques, pour préciser la façon dont la redistribution, le long des littoraux, des apports fluviatiles, a été opérée. Du moins peut-on retenir quelques indices complémentaires quant aux directions de la dérive littorale le long de certains des rivages submergés : principalement vers le Nord-Ouest le long des isobathes de 100 et 115 m (correspondant à des stationnements marins vers 105 et 120 m sous l'actuel), vers le Sud-Est le long de l'isobathe de 135 m (correspondant à un stationnement marin vers 140 m sous l'actuel).

La minéralogie confirme donc les indications de la pétrographie, selon lesquelles la majeure partie des matériaux a été apportée à la côte par les fleuves, et redistribuée le long des rivages anciens par la dérive littorale ; au contraire, les apports par le balayage de la plateforme continentale semblent ne jouer qu'un rôle médiocre.

b) Tri et façonnement des matériaux.

J'avais formé, dans les premières années de ce travail, quelqu'espoir de parvenir à une identification statistique des derniers stationnements marins par la confrontation systématique des indices de tri avec la profondeur. J'avais pensé qu'on pouvait, en plaçant sur un graphique comportant les profondeurs en abscisse et les indices de tri en ordonnée un point représentatif de chaque dragage, obtenir plusieurs nuages de points, chaque nuage étant représentatif de l'un des stationnements marins. J'ai obtenu en effet quelques résultats, pour les régions périlittorales qui sont celles où les dragages sont le plus serrés. Mais ce sont aussi celles pour lesquelles les informations sur les niveaux marins quaternaires sont, par ailleurs, les plus solides et cette méthode statistique y est de peu d'intérêt car elle n'ajoute rien à ce qui est connu. Au large, les nuages deviennent incertains, parce que les prélévements sont plus espacés et que les emplacements de dragage ont souvent été choisis, au lieu d'être implantés selon quelque loi géométrique ; il en résulte que certaines vastes aires considérées comme homogènes sont peu représentées, et que d'autres aires, considérées comme importantes malgré leur faible étendue, comme les vallées, sont sur-représentées. Les bons tris actuels, dus aux courants de retour, viennent donc perturber le graphique. J'espère cependant utiliser cette méthode, dans l'avenir, s'il m'est donné de pouvoir faire au large des séries systématiques de prélévements serrés (un au km^2 par exemple).

Le façonnement des éléments meubles peut aussi indiquer leur mode de mise en place et leur évolution ultérieure. Pour les galets, le façonnement est souvent assez poussé, surtout pour les galets de quartz et de quartzites, à un moindre degré pour ceux de dolomies azoïques éocènes. Les petits quartz, en particulier, sont souvent à l'état de dragées parfaitement roulées, ce qui indique qu'ils ont longtemps séjourné en surface en étant soumis aux agents de façonnement. Ceci confirme l'idée que les stationnement marins dont les traces sont décelables ne constituent qu'une infime partie de ceux qui se sont succédés, et que chaque rivage encore identifiable reprend les matériaux de rivages antérieurs situés à peu près au même niveau. Les sables sont plus intéressants que les galets, en ce que l'étude de leur forme et de leur état de surface donne des renseignements sur la part relative et l'ordre d'action d'agents aussi divers que le transport par l'eau, le transport par le vent, la dissolution superficielle en milieu sous-marin sous-saturé en silice, l'encroûtement en milieu sur-saturé, etc... Mais les techniques morphoscopiques traditionnelles étant partiellement remises en question par l'introduction de l'exoscopie au microscope électronique à balayage (1), je compte reprendre les échantillons à l'aide de cette technique nouvelle. Je ne crois cependant pas inutile de signaler que, par la morphoscopie traditionnelle, légèrement améliorée par l'introduction d'indices de façonnement aquatique et de façonnement éolien (2), j'étais parvenu jadis à mettre en évidence la présence générale d'un façonnement éolien généralisé, quoique n'atteignant jamais la même intensité sur le façonnement aquatique. Seuls les sables de quelques plages submergées étaient presque totalement dépourvus de traces de façonnement éolien. Le façonnement aquatique était partout important (l'indice dépassant toujours la moitié de sa valeur maximal possible, et parfois les trois quarts). Mais chacun des deux types de façonnement que l'on peut distinguer à la loupe binoculaire recouvre les effets de plusieurs processus différents, comme l'exoscopie l'a montré depuis ; il serait donc absurde de publier maintenant ces résultats manifestement désuets.

Le programme de travail en exoscopie, destiné à rechercher sur les quartz de la plateforme continentale les traces de façonnements plio-quaternaires (littoral, dunaire et pédologique) et celles des transports et des remaniements actuels (par les courants de marée, les houles, les courants de retour et l'homme), devrait comporter en premier lieu la constitution d'étalons, par l'étude d'échantillons caractéristiques des plages anciennes, des vallées anciennes, des itinéraires actuels de courants de retour et des sommets de collines exposés aux houles du large ; il serait souhaitable que ces échantillons soient prélevés par carottage et que pour chaque la partie superficielle et une couche enfouie soient comparées ; en second lieu, on étendrait l'examen aux échantillons déjà obtenus, généralement par dragage, de façon à pouvoir cartographier les divers types d'actions reconnues sur les grains.

1 - Le Ribault (L.), 1972, Exoscopie : caractères distinctifs des quartz à évolution marine, C.-R. Acad. Sc., Paris, D, 275 : 735-738.

2 - Pinot (J.-P.), 1965 g, Morphoscopie des sables, Instructions pour les chercheurs, n° 6, polycopié, 15 pp, Laboratoire de Géomorphologie de l'Institut de Géographie de l'Université de Paris.

c) Evolution des matériaux depuis leur mise en place.

Depuis l'abandon de ces plages par le littoral, les matériaux ne connaissent plus qu'une évolution mécanique très ralentie, puisque leurs déplacements ont été limités au colluvionnement le long des pentes, en milieu gorgé d'eau, donc sans frottements importants, et, en surface, aux remaniements temporaires provoqués par les courants de marée rendus turbulents lors des tempêtes. Leur évolution chimique, par contre, n'est pas négligeable et constitue probablement le facteur essentiel de la diagénèse. Elle porte d'une part sur la silice, et d'autre part sur le carbonate de calcium. Les migrations de la silice (dissolution de la silice amorphe et même d'une partie de l'édifice cristallin des quartz dans les grains superficiels, précipitation possible en une pellicule de silice amorphe évoluant plus tard pour étoffer l'édifice cristallin, dans les grains enfouis) sont trop mal connues pour l'instant pour que je souhaite en faire état ici ; leur connaissance constituera un sous-produit de l'étude exoscopique des quartz, envisagée dans l'alinéa précédent.

Les migrations du carbonate de calcium, qui posent encore bien des problèmes, sont plus solidement attestées, et comportent deux volets : la décarbonatation des sédiments superficiels (cf. p. 115) et la consolidation en profondeur. Le fait que les eaux de la région soient nettement sous-saturées en carbonate de calcium et soient relativement agitées implique une dissolution assez active, du moins aux dépens des particules le plus finement broyées : l'effet de l'agitation sur la dissolution est souligné par les moindres teneurs en carbonates le long des itinéraires des courants de retour, déjà remarquées par Lapierre (1) qui parlait (p. 151) de "décarbonatation provoquée par les fleuves". Sans les apports coquilliers considérables en provenance de la mer Celtique, toute la région serait très pauvre en débris coquilliers, hormis à proximité immédiate des fonds sur lesquels vivent des animaux à coquilles.

L'importance des déplacements actuels de sédiments carbonatés est soulignée par l'emploi de la méthode des carbonatométries fractionnelles, décrite pp. 115-116, mais appliquée, au large, à la comparaison entre la fraction sableuse et la fraction pélitique. La partie occidentale du plateau continental est occupée par des sables coquilliers, plus riches en carbonates que les pélites auxquelles ils sont mêlés ; vers l'Est, les déplacements affectent des particules de plus en plus menues, de sorte que les pélites sont de plus en plus riches en carbonates et finissent par l'être plus que les sables. La comparaison des cartes 32 à 36 de Francis Lapierre donne, sur une étendue plus vaste, les mêmes résultats : les sables sont plus riches en carbonates que les pélites au Nord de 47° N et à l'Ouest de 4° W Gr., les pélites sont plus riches au Sud et à l'Est de ces limites, sauf près des fonds où vivent les coquilles. Lapierre arrivait, lui aussi, à la conclusion que "comme les particules plus grossières, les éléments fins dérivent vers le Sud-Est" (p. 155).

Seuls, les déplacements sur le fond des éléments fins carbonatés vers le Sud-Est d'une part, et vers les zones déprimées d'autre part, assurent le maintien dans le sédiment superficiel d'une certaine teneur en carbonates, et sans ces apports extérieurs on y observerait les résultats d'une décarbonatation due vraisemblablement à la dissolution des particules préalablement amenuisées par les actions mécaniques. Mais, contrairement à ce qui se passe en milieu émergé, les carbonates dissous ne peuvent pas être entraînés en profondeur par la percolation des eaux qui en sont chargées, puisque l'ensemble du milieu est saturé d'eau et qu'on ne voit guère quel mécanisme provoquerait une circulation de l'eau dans le substrat. Les carbonates sont simplement, par leur dissolution, remis à la disposition des êtres vivants. Ce n'est que par l'intermédiaire de ceux-ci qu'ils peuvent être amenés à consolider le sédiment meuble, quand ils sont absorbés par des organismes encroûtants ou constructeurs. Il en est de même de la silice, bien que les migrations de celle-ci soient plus restreintes.

Un problème extrêmement important, qui ne pourra être résolu que par des expériences systématiques (d'ailleurs difficiles à concevoir et encore plus difficiles à mettre en œuvre) est celui de la possibilité d'une cimentation en milieu toujours submergé. La cimentation de sédiments meubles par la percolation d'une eau chargée en carbonates et subissant à un certain niveau une transformation physique ou chimique qui provoque la précipitation des sels est un phénomène courant en milieu subaérien ; mais faute de percolation on voit mal comment s'opérerait une cimentation sous-marine. Certes, la plupart des roches calcaires anciennes sont consolidées, non seulement celles qui sont aujourd'hui modérément submergées et pour lesquelles on pourrait envisager une cimentation postérieure à l'une des exondations plio-quaternaires, mais aussi celles qui sont connues sur l'escarpement continental et dont rien ne permet de penser qu'elles soient jamais sorties du milieu submergé ; il n'est cependant pas

1 - Lapierre (F.), 1969.

interdit de penser que leur diagénèse est plus l'effet de la pression des dépôts ultérieurs que celle d'un apport de carbonates nouveaux, et en effet leur étude détaillée ne montre généralement pas l'insertion d'un ciment intermédiaire entre les éléments primordiaux, mais seulement l'adhésion de ces éléments entre eux.

On peut donc admettre, en première analyse, que toute cimentation vraie, c'est-à-dire avec apport d'un ciment extérieur qui vient combler les vides, ne peut avoir été opérée qu'en milieu sub-aérien, donc à l'occasion de l'une des régressions plio-quaternaires : toute plage ancienne cimentée aurait donc été exondée au moins une fois depuis son dépôt (1).

A vrai dire, les cas de cimentation sont rares dans la région étudiée, puisqu'en dehors de quelques débris de poudingues ou de grès indatables, trouvés çà et là dans des dragages, et qui peuvent aussi bien être des éléments tertiaires exhumés, les seuls exemples de consolidation obtenue par l'insertion d'un ciment exogène se trouvent dans le bas de l'entonnoir de l'Ile aux Moutons. Là, une dizaine de chicots disposés en arc de cercle depuis le massif de Glénan (au Nord de la Basse Pérennès) jusqu'aux roches du Sud de Lesconil saillent de 2 à 5 m dans les fonds de 55 à 63 m. Ils sont constitués d'une gravelle consolidée, dont les constituants sont du sable grossier, du gravier (dominant) et de petits galets de quartz ; le tout est très bien roulé et mêlé de débris de coquilles et de foraminifères. Le ciment est calcaire, vraisemblablement issu de la redistribution des carbonates des coquilles. Ces chicots dominent une rampe sédimentaire formée des produits de leur démantèlement, qui se rencontrent depuis l'isobathe de 80 m jusqu'au bas du cône de débouché qui se trouve à l'Est de la Passe de l'Ile aux Moutons : dans toute cette aire, on drague des fragments de ce poudingue et des particules isolées identiques aux éléments du poudingue (2).

Cette gravelle consolidée est assez comparable à celle décrite par Vanney (3) sous les noms de "nourraille" ou de "tarte aux cerises" et, comme pour cette dernière, la faune de foraminifères est quaternaire, sans qu'on puisse préciser plus. On peut aussi rapprocher cette formation d'un caillou jadis décrit par Bourcart & al. (4), dont ces auteurs faisaient le témoin d'une plage tyrrhénienne, cimenté sous un climat de type méditerranéen.

La puissance de la gravelle consolidée de l'entonnoir de l'Ile aux Moutons est de l'ordre de 10 m, et les levés en réflexion sismique montrent, curieusement, que le pendage des couches (d'épaisseur relativement constante) se fait vers l'Est. Il est difficile d'interpréter une telle disposition (qui fait des chicots rocheux le couronnement d'une sorte de cuesta faisant front à l'Ouest !) autrement que comme l'indice d'un mouvement tectonique récent, car la relative constance de l'épaisseur des couches incite à considérer ce dépôt comme formé de sables soufflés, déposés horizontalement dans un étang de barrage au revers d'un cordon littoral dunaire ; il faudrait d'ailleurs, pour celà, que les galets n'existent que dans la partie frontale (l'ancien haut de plage), ce qui est plausible. L'intérêt de cette formation est donc considérable, et justifie l'étude interdisciplinaire qui en a été entreprise et qui devrait porter ses fruits dans un avenir proche. On peut signaler déjà qu'un dragage d'Yann Delanoë, tout récent, a fourni plus à l'Est, dans les fonds de 70 m, des débris d'un poudingue analogue, à grain un peu moins grossier, et à ciment siliceux.

La cimentation de ces formations suppose probablement une émersion, ce qui ne pose pas de problème à cette profondeur où les régressions ont été nombreuses ; mais elle suppose aussi que lors de cette régression ait régné un climat propice à la cimentation, c'est-à-dire vraisemblablement, comme le pensaient Bourcart & al. (4) un climat de type méditerranéen : ce serait une indication de plus de l'impossibilité de mettre systématiquement en corrélation régression et climat froid, transgression et climat chaud. Ces formes n'ont été conservées, en mauvais état, que grâce à leur cimentation, et leur état de démantèlement, joint au fait qu'elles ont subi un basculement appréciable, incite à leur donner un âge assez reculé ; mais la faune semble obliger à rester dans le Quaternaire. On peut donc hésiter entre un âge quaternaire ancien et un âge quaternaire moyen pour ce littoral situé à une soixantaine de mètres sous l'actuel.

1 - Boillot (G.), 1964, pp. 87-88.

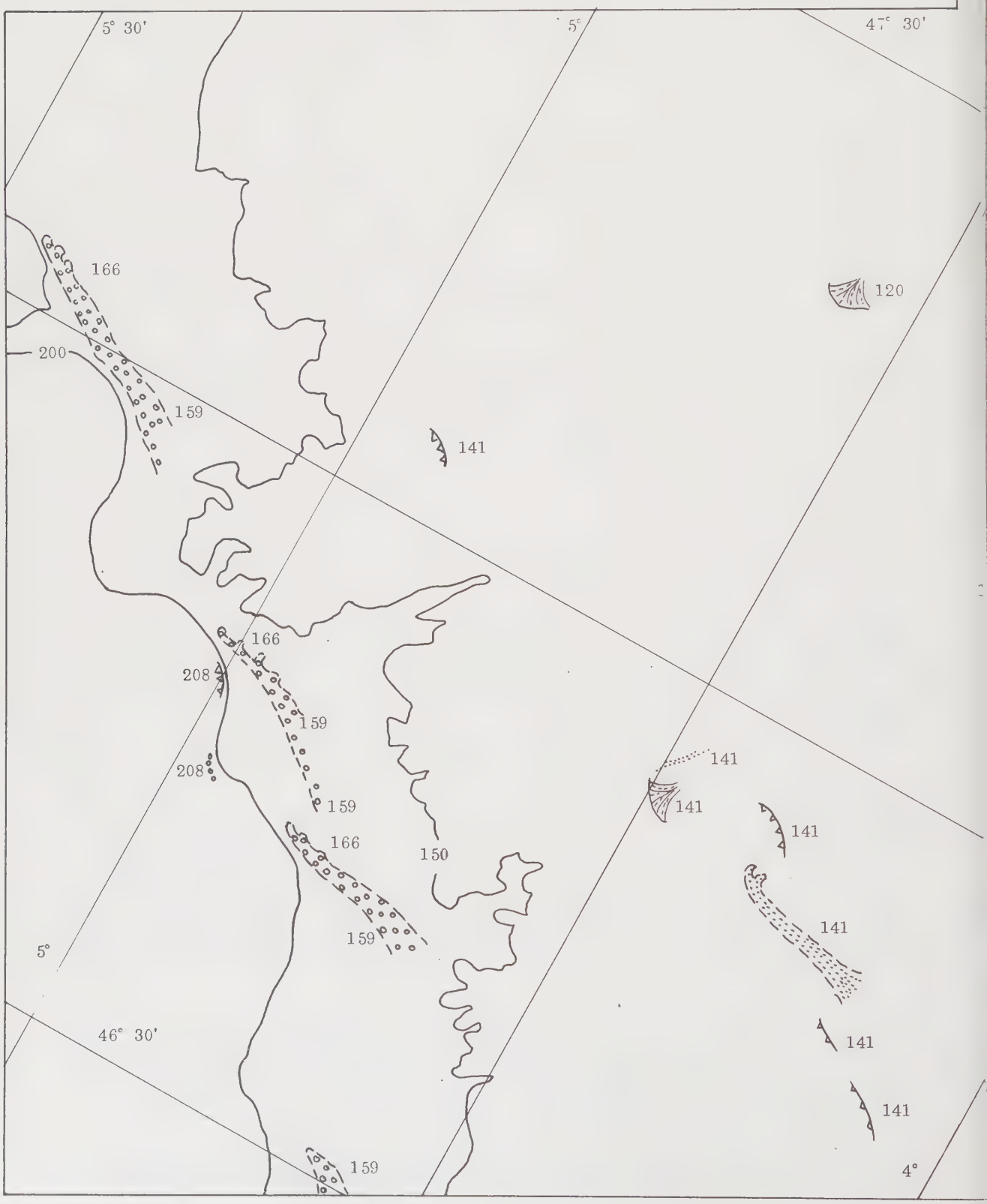
2 - Ce poudingue fossilifère avait déjà été signalé par Dangeard (L.), 1928 (dragage 1051).

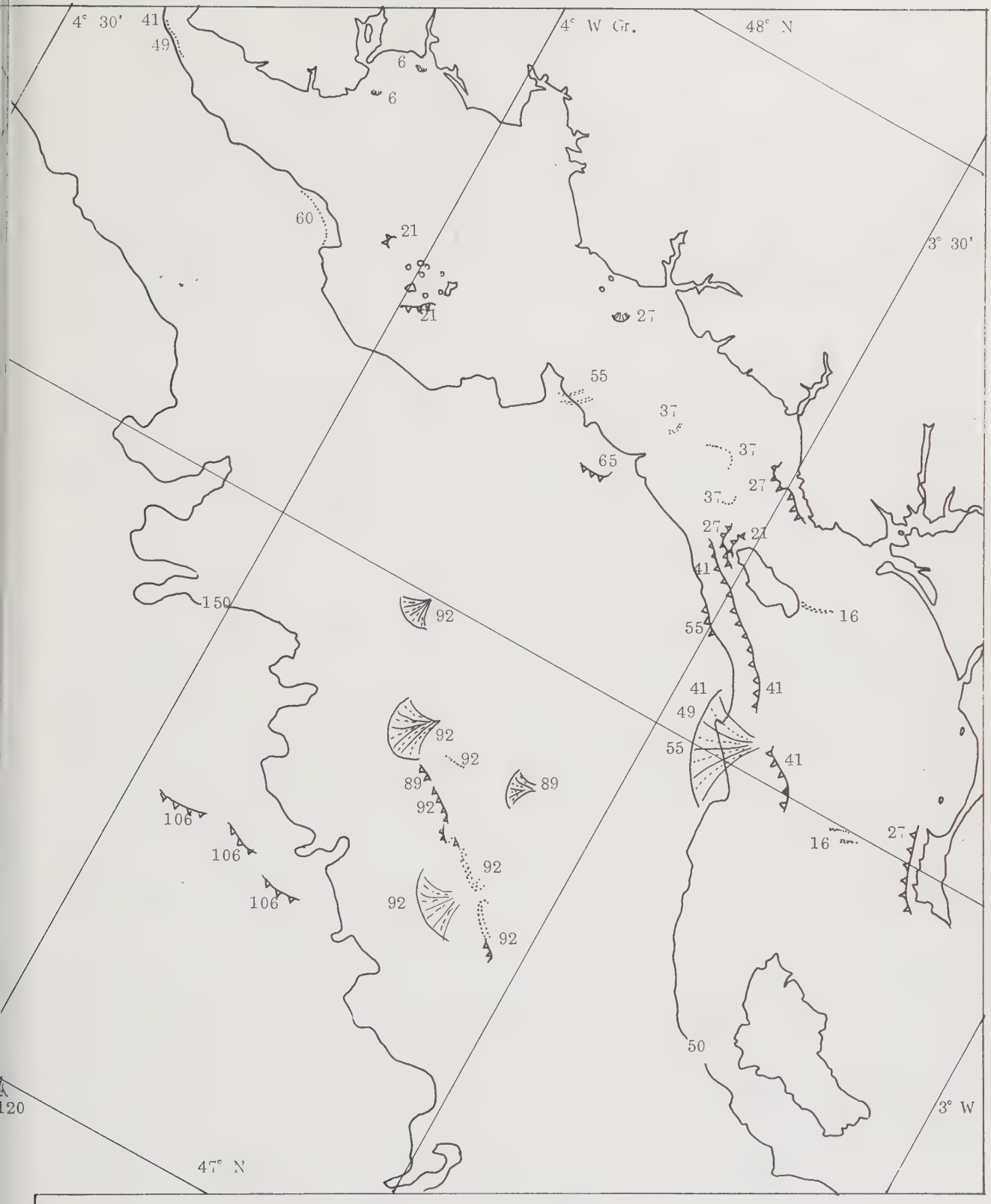
3 - Vanney (J.-R.), 1969, pp. 253 et 296.

4 - Bourcart (J.), Fisher (P.H.) & Marie (P.), 1942, Sur un grès quaternaire de faune chaude recueilli sur la plage de la Baule, C.-R. somm. Séances Soc. géol. Fr., (1-2) : 10-12.

Fig. 92 - Formes quaternaires héritées : embouchures et littoraux. 1 / 500 000.
Inherited quaternary forms : river mouths and shorelines.

La profondeur relative du stationnement marin responsable est indiquée en mètres (cf. pp. 211-213).
Relative depth of the sea-level is indicated in meters close to the forms made by it.





Falaise — Cliff

Cordon de galets ou de sable — Sand or pebble spit

Poulier de l'accore — Large cobble spit at the shelf-break

Delta sous-marin — Pro-estuarine submarine fan

SECTION IV

LES INTERFLUVES

Lors des régressions plio-quaternaires, des parties plus ou moins vastes de la plateforme continentale se sont trouvées soumises à une évolution subaérienne. Les versants ont donc évolué en fonction de la structure et du climat. Or le milieu soumis à des alternances de submersion et d'émersion à l'échelle de la dizaine ou de la centaine de milliers d'années connaît peut-être des contraintes structurales particulières, tandis que la coïncidence éventuelle entre les régressions et les périodes de climat froid ou de circulation atmosphérique méridienne peut avoir donné à la morphogénèse subaérienne des régions aujourd'hui submergées des caractères un peu différents de ceux qu'elle a eus dans les pays toujours émergés.

§ 1. L'EVOLUTION SUBAERIENNE DES FONDS ROCHEUX.

L'évolution des fonds rocheux au cours des périodes de morphogénèse subaérienne ou littorale s'est faite par l'exploitation des données structurales et lithologiques, auxquelles ces deux types de façonnement des reliefs sont beaucoup plus asservis que ne l'est la morphogénèse sous-marine, qui s'effectue dans un milieu où l'effet de la pesanteur est moindre. Dans certains cas, on peut cependant espérer reconnaître les traces de types d'action caractéristiques de certains climats. Mais les conditions de l'activité morphogénétique sont très différentes selon qu'il s'agit de roches du socle ou de roches sédimentaires cénozoïques.

A. Les roches du socle et leurs produits de désagrégation.

A terre, le relief est caractérisé [1] par une surface d'aplanissement déformée, cassée et dénivelée, datée tentativement de l'Eocène, mais qui, en réalité, est une surface polygénique qui a dû atteindre à l'Eocène son état le plus proche de la perfection. Le paysage est brisé, le long du littoral, en blocs modérément basculés, dont les limites sont suivies par les cours d'eau. Dans l'intérieur, les failles de direction armoricaine prennent une vigueur particulière et leur rejeu a donné des reliefs très comparables aux formes appalachiennes. Mais partout une longue pédogénèse sous des climats variés avait permis la formation, sous la pénéplaine, d'un crypto-relief reflétant les grandes lignes de la structure et des contrastes lithologiques. Le plus souvent, ce crypto-relief est resté caché ; une érosion postérieure au principal rejeu des failles a agi modérément sur les hauteurs, dénudant seulement quelques noyaux rocheux plus résistants ; dans les vallées, elle a été plus vive, à cause de la proximité du niveau de base, et des versants assez raides en sont résultés, armés çà et là d'affleurements rocheux. Le colluvionnement, plus particulièrement actif lors des périodes froides et humides du Quaternaire, n'a remanié superficiellement que les versants des vallées et les abords des affleurements rocheux sommitaux. Le paysage actuel reflète donc essentiellement le rejeu cénozoïque des failles et la mise en valeur locale, le long des escarpements de faille, des différences dans l'altération pédologique tertiaire.

En mer, le même schéma est valable, avec une première différence qui tient à ce que les failles de direction armoricaine sont encore plus actives qu'à terre : ce sont ces failles qui déterminent l'aspect de l'échine rocheuse prélittorale, qui simulerait assez bien, elle aussi, une crête appalachienne si elle n'était pas, le plus souvent, formée des mêmes roches que les régions déprimées qui l'encadrent ; une seconde différence tient à ce que la mise en valeur du crypto-relief né de la "pourriture tertiaire" a été générale, et non pas limitée comme à terre aux flancs de vallée et aux sommets. Nous reconnaissons là l'un des caractères du nettoyage marin, qui ne tolère pas sur la roche saine de la côte ou de l'avant-côte le moindre élément meuble, et a donc retiré toutes les altérites (souvent, d'ailleurs, pour les épandre à proximité, sur d'autres roches fraîchement dégagées mais moins soumises, dans l'instant, à l'activité de la mer). Il en résulte que la comparaison est très difficile avec les terres émergées, puisque les données de base, lors des périodes de régression, étaient très différentes.

On pourrait donc être tenté d'attribuer la mise en saillie des granites, qui est le trait le plus remarquable des régions périlittorales, à l'exploitation par la mer des différences entre l'altération des granites et celle des micaschistes lors de la pédogénèse tertiaire. On rendrait compte ainsi du carac-

1 - Guilcher (A.), 1948.

tère abrupt du contact entre les deux roches sur la périphérie du granite de Ploemeur, de Fort-Bloqué à la Pointe de Gâvres, et probablement aussi des abrupts qui bordent au Nord et à l'Est la Basse Jaune, formée du granite de Glénan et entourée de ces deux côtés par des micaschistes, comme les profils sismiques du B.R.G.M. (1) et les nôtres (2) l'ont montré. Mais si l'exposition face au large des flancs abrupts du granite de Ploemeur et le fait que le pied de l'escarpement se tienne constamment à 22 ou 23 m de profondeur justifient, là, l'hypothèse d'un dégagement littoral, une hypothèse analogue ne peut rendre compte du flanc Nord de la Basse-Jaune, qui fait face à la dépression littorale d'où n'a jamais pu venir qu'une attaque marine modeste.

De plus, les escarpements situés le long de contacts lithologiques ne forment qu'une faible part des escarpements, tandis que bien des contacts lithologiques ne sont pas suivis par des escarpements. Au sein même des granites (et bien que la présence de micaschistes sous certaines régions basses puisse être librement supposée, lorsqu'on n'a pas d'affleurement de roche en place dans une dépression) on trouve des escarpements vigoureux, souvent rectilignes ou sub-rectilignes, d'un commandement de 20 à 50 m. Aucune érosion différentielle, ni fondée sur des disparités dans la pédogénèse tertiaire, ni fondée sur une résistance variable à l'attaque de la mer, ne peut en rendre compte. Au sein des roches tendres, comme les micaschistes, des escarpements non moins vigoureux existent, dont les plus évidents sont certes ceux qui encadrent l'Ile de Groix, avec un commandement qui atteint 60 m sur le flanc Nord.

Par contre, certains contacts lithologiques le long desquels le contraste de résistance n'est pas négligeable n'ont permis que la formation d'escarpements mineurs ; au Sud de Trévignon, par exemple, le contact des granites de Trégunc avec les roches métamorphiques, qui se fait immédiatement au Sud de la roche de Men Du, n'a fourni, après exploitation par l'érosion, qu'une dénivellation d'une dizaine de mètres, peu sensible dans le paysage d'ensemble parce qu'elle est parmi les fonds rocheux et n'introduit pas, comme les grands escarpements intra-granitiques, de contact entre fonds rocheux et fonds sédimentaires.

Les grands traits du paysage périlittoral apparaissent donc comme dictés non par l'érosion différentielle, mais par des cassures qui auraient rejoué après l'achèvement de la principale surface d'aplanissement. Je reviendrai dans le dernier chapitre sur les mouvements tectoniques cénozoïques qui ont joué un si grand rôle dans cette région, pour tenter d'en établir une chronologie. Il suffit de retenir ici le fait que le caractère plus contrasté des régions périlittorales, comparées aux régions émergées proches, tient surtout à ce que le jeu des failles cénozoïques y a été plus vigoureux et plus complètement exploité par l'érosion, de sorte que les dénivellations entre blocs, souvent modestes à terre, prennent ici des valeurs qui tournent autour d'une quarantaine de mètres. Ce seul fait aurait suffi, pendant les périodes d'émersion, à provoquer dans ce secteur des remaniements plus marqués et surtout plus généraux que sur la terre ferme actuelle.

Quel a donc été le mode d'évolution des roches du socle (essentiellement granites et micaschistes) pendant les périodes d'émersion ? Comment ont évolué les escarpements et les surfaces ? Peut-on y reconnaître des traces de modelés spécifiques de certains climats ?

L'évolution subaérienne des granites et des micaschistes comporte, à terre, deux aspects : le modelé de détail est déterminé par l'exploitation des diaclases et des plans de schistosité par l'hydrolyse et les attaques pédogénétiques ; le modelé régional est dominé par l'installation des écoulements le long des cassures. En milieu actuellement submergé, le premier aspect est indiscernable par les techniques de travail que j'ai employées ; il ne pourrait être étudié qu'en plongée ; les indications qui m'ont été occasionnellement fournies par des plongeurs montrent dans la plupart des granites des chaos de boules (comme sur le flanc Nord de la Basse-Jaune) tandis que dans d'autres granites et dans les micaschistes l'exploitation des lignes de faiblesse dégage des blocs parallélépipédiques (le Cochon de Rospico) ; mais rien ne différencie fondamentalement ces formes de celles observées à terre ou à la côte, et rien non plus ne permet de les attribuer préférentiellement à tel ou tel type de climat.

Quant aux écoulements fluviatiles anciens, leur mode d'installation à la surface des régions granitiques ou micaschisteuses aujourd'hui submergées a répondu aux mêmes impératifs qu'à terre, c'est-à-dire qu'ils suivent les cassures, plus aisément mises en évidence sous la mer grâce à la sismique. Rien ne permet donc de discerner à cette échelle les influences climatiques.

1 - Bouysse (Ph.), Horn (R.) & Le Gorgeu (J.-P.), 1968.

2 - Delanoë (Y.), Dieucho (A.) & Pinot (J.-P.), 1972.

On pourrait envisager d'étudier les types d'altération des roches du socle, et en particulier la nature des produits de cette altération ; mais cette étude exige des échantillons substantiels de roches altérées. Or, d'une part les roches altérées mais restées sur place sont rares aux profondeurs médiocres, parce que le nettoyage par la mer y est excellent ; d'autre part, aux profondeurs où les roches altérées sont susceptibles d'être restées en place (rien n'est moins sûr pourtant, puisque ces régions-là, aussi, ont été naguère fort battues) les prélévements par dragage rapportent des fragments dont rien ne garantit qu'ils viennent de la roche en place, les carottages ne rapportent que des parcelles infimes, et les prélévements en plongée sont difficiles parce qu'on est à la limite des possibilités des plongeurs non spécialement équipés et entraînés. On voit pourtant l'intérêt qu'il y aurait à faire une comparaison minéralogique des altérites entre les granites de la terre ferme, où seraient additionnés les effets des climats des périodes de régression, supposés froids, et ceux des climats des périodes de transgression, supposés chauds, et les granites des régions submergées, où seuls les effets des périodes supposées froides seraient présents : on aurait ainsi un moyen de discerner, dans la morphogénèse des régions granitiques de l'Europe occidentale, la part réellement attribuable aux périodes froides quaternaires. Inversement, la présence d'altérites manifestement formées sous climat chaud montrerait que les périodes de régression n'ont pas forcément été de climat froid, comme le voudrait un schéma glacio-eustatique sans doute trop simpliste. Mais la réalisation d'un tel programme suppose des moyens de prélévement dans les fonds de 50 à 60 m tels qu'on puisse savoir exactement les conditions de gisement de ce que l'on rapporterait.

B. Les roches sédimentaires et leurs formations superficielles.

Les traces de l'évolution subaérienne sont beaucoup plus claires dans les roches sédimentaires, c'est-à-dire essentiellement les affleurements d'Eocène situés, les uns dans la dépression prélittorale, les autres dans les fonds de 55 à 95 m. La rapidité de l'érosion actuelle empêche d'y discerner, à l'échelle des microformes, les traces de l'érosion ancienne. Mais la disposition générale des affleurements, la forme des reliefs, sont quand même, pour l'essentiel, hérités d'un façonnement dominé par le ruissellement.

Les dépôts éocènes ont connu, dès après leur mise en place, des mouvements tectoniques sur lesquels je reviendrai au Chapitre III et qui comportent à la fois des ondulations et des failles. Les pendages qui en résultent sont modestes, mais suffisants pour permettre le dégagement de formes structurales.

Les cuestas sont tantôt le front vers la terre ferme (disposition "normale" dans le cas du recouvrement d'un massif ancien par des roches sédimentaires) et séparées, le cas échéant, des roches du socle par une dépression périphérique, tantôt au contraire le front vers le large, lorsqu'un anticlinal a donné localement un contre-pendage. Dans le premier cas, le front de cuesta est relativement protégé contre les actions marines autres que biologiques et, en particulier, n'a pas été remanié en falaise lors des épisodes de morphogénèse littorale. Le plan résulte donc essentiellement du façonnement subaérien et peut être étudié en tant que tel.

Deux segments de cuestas, faisant face à la dépression périphérique et au massif ancien, sont particulièrement bien conservés dans les profondeurs de 55 à 70 m (cf. fig. 28, p. 43) : l'un, taillé dans les lumachelles lutétiennes, est arqué en raison d'un soulèvement local en dôme, et j'ai fourni son plan fig. 76, p. 164, à l'occasion de son contournement par le Blavet. La vallée se trouve actuellement vers 72 à 74 m, les sommets vers 63 à 67 m ; le commandement est donc modeste (7 à 8 m) et semble correspondre à l'épaisseur de la couche "dure". Le fait que cette couche se comporte, en milieu sous-marin, comme une roche particulièrement sensible à l'attaque des foreurs (cf. pp. 132 à 135) incite à considérer comme un fait exclusivement subaérien son dégagement en cuesta. Le rôle de la rivière sapant son pied a sans doute été important, mais non exclusif. Par ailleurs, on doit remarquer que la rivière franchissait la ligne de relief par une percée conséquente, alors que, pour des raisons tectoniques (une faille méridienne située un peu plus à l'Est) la cuesta se termine 2 km plus loin. Il est donc probable que la rivière s'est installée sur une surface sédimentaire meuble qui masquait l'ensemble de la structure et recouvrait d'un voile mince une surface d'érosion (plateforme d'abrasion littorale ?) tronquant toutes les couches au voisinage des cotes actuelles des sommets. A partir de cette surface, la rivière se sera enfoncée sur place (épigénie) en incisant la couche dure tronquée au fur et à mesure qu'elle était exhumée, mais glissant latéralement, au contraire, sur la surface structurale d'une autre couche dure sous-jacente, elle aussi affectée par le soulèvement en dôme, mais nulle part tronquée. Ainsi, partie probablement d'un tracé sub-rectiligne, suivant la plus grande pente vers le nouveau rivage, la rivière est-elle parvenue au tracé actuel, longeant le pied de la cuesta et contournant le "mont dérivé" (si un terme de structure plissée n'est pas trop aberrant ici).

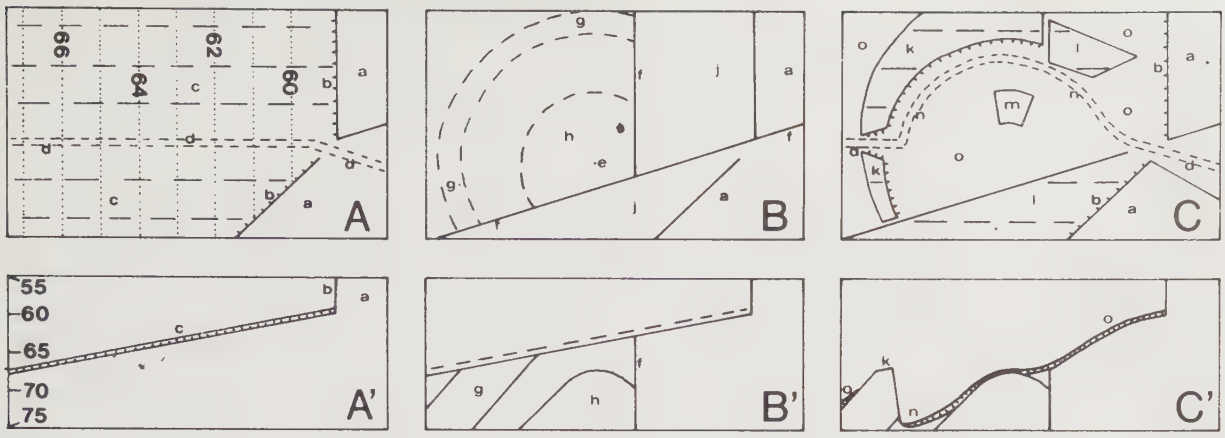


Fig. 93 - Modèle du dégagement de la cuesta de Toul Koc'h par le Blavet. 1 / 200 000, coupes sections H = 1/1000
Model of carving of Toul Koc'h cuesta by River Blavet.
Cf. fig. 76, p. 164 ; le Nord est à droite - North at right. Les coupes Sud-Nord (en bas) passent par le milieu des plans (en haut) - South-North sections (top) are drawn through the middle of maps (bottom).
A & A' : Topographie lors de la régression initiale - Topography during first regression ;
B & B' : Structure cachée sous les sédiments - Structure hidden under sediments ;
C & C' : Exhumation de la structure en régime subaérien - Exhumation of structure in subaerial environment. H x 200
a = Massif de micaschistes en saillie - Micaschist relief ; b = Falaise - Cliff ; c = Plateforme d'abrasion voilée de sédiments - Abrasion platform overlain by sediments ; d = Parcours initial du fleuve lors de la régression - Initial course of river during regression ; e = Centre du bombement tectonique en dôme - Center of tectonic domical upheaval ; f = Failles - Faults ; g = Zone où la première couche dure était immédiatement sous-jacente - Area where the first hard layer was just under sediment ; h = Zone où la seconde couche dure était à médiocre profondeur - Area where the second hard layer was barely covered ; j = Micaschistes abrasés et dissimulés - Abraded and hidden micaschists ; k = Cuesta dégagée, dont les sommets ont été façonnés par l'ancienne surface d'abrasion - Developed cuesta, whose tops have been beveled by the old abrasion surface ; l = Micaschistes abrasés et exhumés - Abraded and exhumed micaschists ; m = Seconde couche dure mise et partiellement laissée à nu - Second hard layer denuded and partly left nude ; n = Tracé du fleuve détourné - Course of shifted river ; o = Voile sédimentaire subactuel - Subactual sedimentary screen.

Si ce modèle de dégagement de la cuesta par le ruissellement est correct, il implique que le déversement du Blavet par la Fosse du Kornog (Phase C de la fig. 75, p. 163) a été suivi par une régression jusqu'à 75 ou 80 m au moins. L'ouverture de la Fosse du Kornog serait donc nettement plus ancienne que je ne l'avais proposé dans mes publications antérieures (1), à moins que le dégagement de la cuesta ne soit l'œuvre d'un ruisseau local exploitant la zone de broyage, qui aurait ensuite capturé le Blavet. Si le modèle est correct, il apporte aussi une réponse partielle au problème posé p. 135 à propos de la vitesse d'érosion des lumachelles par les organismes perforants : la conservation des sommets des roches calcaires au voisinage d'un plan qui passe aussi par les sommets des roches de micaschistes et doit représenter une ancienne surface d'abrasion exclut en effet que l'ensemble des roches calcaires se soit substantiellement abaissé par érosion des sommets, depuis la dernière transgression ; il ne reste donc plus que deux réponses possibles : ou bien l'érosion est limitée aux flancs des massifs, ou bien elle n'a commencé que récemment.

Un peu plus à l'Est, de l'autre côté de la faille méridienne, la cuesta de Bonneten (cf. fig. 7, p. 17) est dégagée dans les grès quartzites à fantômes de nummulites, dont la position stratigraphique n'est pas encore assurée, mais qui correspondent probablement à la seconde couche dure de la fig. 84, c'est-à-dire qu'ils seraient un peu plus anciens que le corps principal des lumachelles du Lutétien supérieur. Leurs rapports avec le massif ancien ne sont pas parfaitement éclaircis, mais il semble qu'ils reposent directement sur les micaschistes qui, par rapport à eux, font figure de roche tendre.

1 - Pinot (J.-P.), 1966 j, 1968 f.

On a donc un cas un peu particulier, puisque c'est dans le massif ancien que la dépression périphérique du "Trou de Charogne" est creusée. Aucune rivière importante n'est jamais passée par ici, mais seulement des ruisseaux descendus de la Basse de Groix, et dont les vallées sont du reste bien marquées sur le versant de micaschistes. Il faudrait donc attribuer à ces ruisseaux le creusement de la dépression périphérique dans les micaschistes, ou tout au moins l'évacuation des produits de l'altération superficielle des micaschistes.

Les cuestas ne forment pas les seuls abrupts de ces massifs d'Eocène ; souvent, il s'agit d'escarpements de faille, dont le recul est parfois assez marqué par rapport au tracé de la faille. Malheureusement, il est généralement impossible, dans l'état actuel de notre connaissance des lieux (acquise, rappelons-le, uniquement à l'aveuglette, par sondages, dragages, carottages et réflexion sismique, sans que jamais on ait pu voir ou photographier ces fonds ; ils sont hors de la portée des plongeurs non spécialement équipés et entraînés, et je n'ai jamais disposé ni de la télévision sous-marine, ni de la troïka (1), ni, a fortiori, d'une soucoupe plongeante ou d'un sous-marin de recherche ; les ignorances que je dois avouer ne sont donc pas définitives, puisque toutes les incertitudes pourront être levées dans l'avenir par qui disposera de ces matériels coûteux), de savoir si le recul est le fait de l'érosion actuelle par les organismes foreurs, ou s'il est un héritage des périodes d'émersion.

Enfin, vers le large, le jeu d'un anticlinal a permis le développement, sinon d'une combe, du moins d'une boutonnière, celle du Trou Ouest de Goulphar, où deux cuestas s'affrontent ; ici, on dispose d'un élément de datation, qui est la présence, parmi le remplissage de la boutonnière, d'une marne oligocène ; ainsi, l'exploitation de la structure par l'érosion était déjà très avancée assez peu de temps après la mise en place et la tectonisation des couches sédimentaires, et, depuis lors, il n'y a pas eu d'évolution supplémentaire déterminante. Comme le temps qui sépare le Lutétien supérieur du Stampien est sensiblement moindre que celui qui sépare le Stampien de nous, l'évolution n'a pas pu être continue et l'on doit postuler une fossilisation complète de l'Eocène déjà façonné en cuestas sous les dépôts oligocènes ou sous d'autres dépôts meubles, jusqu'à ce qu'un rajeunissement récent (peut-être lié au basculement général des régions périlittorales) ait permis le dégagement de ces formes et de ces roches. On comprendrait alors pourquoi, malgré leur fragilité, elles ont duré jusqu'à nous. Mais on voit aussi que si les escarpements ont été récemment exhumés, il est vain de prétendre tirer de leur modelé des indications sur la morphogénèse quaternaire en période de régression glacio-eustatique : tout au plus pourrait-on obtenir des indications sur la morphogénèse à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène ! Nous reviendrons donc sur ce point dans le dernier chapitre.

Les formations superficielles qui recouvrent les massifs calcaires des fonds de 55 à 95 m sont généralement marines, avec prédominance de sables coquilliers ; en un point, j'ai cependant dragué des sables siliceux à peu près sans coquilles, qui peuvent être le reliquat de la décarbonatation de la roche sous-jacente. Ils se distinguent par une très médiocre "éolisation" et par un émoussé "aquatique" bien développé, selon les critères de la morphoscopie traditionnelle (cf. p. 197). Mais faute d'avoir pu jusqu'ici utiliser le microscope électronique à balayage, je ne puis dire si ce façonnement reflète celui que les grains de quartz emprisonnés dans la roche ont acquis à l'Eocène, ou s'ils ont subi des façonnements nouveaux au Quaternaire. En général, d'ailleurs, on ne peut parvenir jusqu'à la formation superficielle pré-marine que par carottage, et à peu près jamais par dragage, ce qui explique l'extrême rareté des échantillons obtenus.

§ 2. LES REMANIEMENTS SEDIMENTAIRES.

Les remaniements opérés, pendant les phases d'exondation du Plio-Quaternaire, dans les sédiments non-consolidés, et dont les effets ont été conservés jusqu'à nous sont très difficiles à mettre en évidence. Presque toujours, la partie superficielle de ces sédiments est soit voilée par des sédiments marins actuels ou sub-actuels, soit remaniée actuellement par la mer qui modifie, sur quelques centimètres ou décimètres d'épaisseur, le tri des sédiments hérités. Seuls, des carottages permettent d'atteindre le sédiment sous-jacent ; or, nous disposons de très peu de carottages de sédiment. On doit donc se contenter de quelques rares exemples de sédiments reliques restés superficiels, rapportés en dragage.

1 - Troïka : Bâti métallique équipé de glissières et protégeant un équipement de prise de vues sous-marines ; ce bâti est remorqué sur le fond et y prend des photographies à intervalles réguliers.

Certains sédiments bien triés semblent directement hérités de phases subaériennes ; c'est le cas de certaines vastes étendues de sables homogènes, probablement mis en place sous la forme de dunes ; en raison de leur grande étendue, les dunes n'ont pas beaucoup perdu de la perfection de leur tri initial par les remaniements ultérieurs en milieu sous-marin. De plus, la distinction entre les sables mis en place à la suite d'un transport dans l'eau et ceux transportés dans l'air est possible par l'étude granulométrique différentielle des quartz et des minéraux lourds, l'écart entre les deux courbes étant différent selon la densité du fluide dans lequel s'est fait le transport (1, 2, 3).

Dans le contexte de la plateforme continentale sud-armoricaine, un autre critère, qui n'est sans doute pas généralisable et ne permet qu'une première sélection des régions supposées dunaires, consiste dans la teneur en carbonates, qui est toujours très faible dans les anciennes dunes éoliennes. C'est ce qui permet, par exemple, de penser que l'ancien delta sous-marin de la Rivière d'Etel, à l'Ouest de la Basse Moullec (cf. pp. 180-181, et fig. 82) a été remanié en dunes lors de l'émersion qui a suivi sa mise en place et au cours de laquelle il a été raviné.

De même, entre 95 et 105 m, dans l'Ouest-Sud-Ouest de Goulphar, une aire assez vaste, dont la topographie ne montre que très indistinctement des traces de vallées anciennes, est caractérisée par des teneurs en carbonates inférieures à 18 % pour la fraction sableuse seule dans les échantillons que j'ai prélevés, ou à 22 % pour l'ensemble du sédiment dans les échantillons du B.R.G.M. Le tri de ces sédiments est généralement bon, et ce sont des sables fins. Cette aire englobe le prolongement sud-oriental du replat de 99-101 m cartographié fig. 34, p. 53 et il semble que ce replat ait servi de support à un vaste massif dunaire qui y a un peu désorganisé le drainage (cf. p. 84). Je dois cependant reconnaître que les coefficients de façonnement éolien de ces sables, obtenus par la morphoscopie traditionnelle (cf. p. 197) ne les distinguent guère des sables des régions encadrantes.

On pourrait s'attendre à trouver dans cette région des traces des phases climatiques périglaciaires connues à terre. En fait, les lœss sont à peu près totalement absents, ce qui n'est guère surprenant puisqu'ils sont déjà très rares dans toute la Bretagne méridionale et dans les pays ligériens. Un seul dragage, opéré dans la vasière du large au Sud de Karreg Koat Kersaoz (dragage 535, à 2 km au Sud du dragage 567 de la fig. 27, p. 42) a fourni une courbe granulométrique anormalement riche en particules de la taille des sablons, et rappelant assez celles des lœss trégorois ; l'argument est mince, et je crois qu'on peut admettre qu'il n'existe actuellement aucune trace de dépôt lœssique sur le précontinent sud-armoricain (cf. fig. 85, pl. XII, pp. 184-185).

J'ai recherché aussi les dépôts de solifluxion, supposés caractéristiques du climat périglaciaire humide puisqu'ils naîtraient surtout d'un colluvionnement sur pergélisol ; ils sont caractérisés, à terre, par le mélange de particules de toutes tailles, donnant une courbe granulométrique cumulative à pente très faible et sans inflexions notables. Les formations de ce genre, très abondantes en Bretagne du Nord, sont sensiblement plus rares en Bretagne méridionale. Elles le sont encore plus en mer, où la trentaine de dragages (sur 1500) qui ont fourni un sédiment hétérométrique paraissent, le plus souvent, avoir mélangé lors du prélèvement plusieurs couches minces d'alluvions fluviatiles, par exemple au Sud de la Baie du Pouldu. Ce n'est guère qu'entre Quiberon et les Birvideaux, et dans les dépressions qui accidentent ce dernier massif, que je crois que les dépôts sont réellement hétérométriques et peuvent représenter des formations solifluées. Je dois cependant rappeler que les conditions de substrat sur le plateau continental sont très peu propices au développement d'un pergélisol, puisque les roches très perméables y dominent, et que l'absence de témoignages sur le phénomène de solifluxion n'implique pas l'inexistence de phases périglaciaires humides.

1 - Roukhine (L.B.), 1937, /Nouvelle méthode de détermination des conditions de dépôt des sables anciens/, Problemy Sov. Geol., 7 (11) ; traduction B.R.G.M., n° 3702, in-4°, 10 ff. multigr., (Bibliothèque de l'Institut de Géographie de Paris, Br. Géog. Phys., 40-1339).

2 - Shepard (F.P.) & Young (R.), 1961, Distinguishing between beach and dune sands, J. sed. Petr., 31 (2) : 196-214.

3 - Castaing (P.), Cirac (P.), Gensous (B.) & Klingebiel (A.), 1972, Caractérisation de sables dunaires fossiles sur le plateau continental du golfe de Gascogne, Bull. Inst. Géol. B. Aquit., 12 : 69-78.

Conclusion du chapitre

On aura remarqué que parmi les formes et les sédiments hérités, peu de place a été faite aux formes et aux dépôts sous-marins ; c'est, sans doute, parce que les héritages dans ce domaine seraient difficiles à distinguer des faits actuels ; mais c'est surtout parce que le Quaternaire ne paraît effectivement pas avoir laissé, au cours de phases transgressives qui ont dû pourtant représenter plus de la moitié de la durée totale, de dépôts marins appréciables. Et le Pliocène lui-même n'est attesté sous forme de dépôts substantiels qu'au voisinage de l'accore, alors qu'on sait, par la présence de quelques gisements de cet âge sur les terres émergées, que les mers pliocènes sont, à plusieurs reprises, montées à 50 m au moins, et peut-être à 100 ou 120 m, au-dessus du niveau actuel de la mer.

Cette constatation conduit à insister encore une fois sur la prédominance des faits d'érosion au cours du Plio-Quaternaire : alors que les périodes successives du Tertiaire avaient laissé des dépôts à peu près concordants, disposés, en gros, selon un profil général convexe dont la pente augmentait progressivement vers l'aval sans rupture de pente marquée à l'accore, les derniers millions d'années ont connu un régime tout différent, imposé par l'alternance incessante des transgressions et des régressions ; de part et d'autre d'un niveau dans lequel on ne peut pas ne pas voir le lieu favori du séjour du littoral, deux morphogénèses également agressives ont entaillé les constructions antérieures. Le précontinent doit son profil bi-concave actuel aux régressions plio-quaternaires, de façon directe sur la plateforme continentale et de façon indirecte sur l'escarpement continental.

Sur la plateforme, le rôle du ruissellement a été fondamental : utilisant à l'amont des vallées déjà façonnées antérieurement, il les a prolongées vers l'aval au cours des épisodes régressifs en évacuant des masses importantes de matériaux, tronquant en biseau les couches tertiaires et disposant les affleurements en zones parallèles de plus en plus jeunes vers le large. C'est le ruissellement qui a apporté les matériaux des accumulations littorales, coopéré avec la mer pour le façonnement des embouchures, assuré l'enlèvement des produits de l'évolution des versants des interfluves.

Mais son rôle n'a pas été moindre en ce qui concerne l'évolution de l'escarpement continental : les eaux de ruissellement, chargées de matériaux, se déversaient lors des bas niveaux marins en quatre ou cinq points du littoral et poursuivaient leur chemin au ras du fond en raison de leur forte turbidité ; elles ont fait naître ainsi les cinq grands canyons de l'escarpement, tandis que le paysage antérieur subsistait sur les interfluves. Pendant les périodes de haut niveau marin, les vallées n'ont plus servi qu'occasionnellement, pour les courants de retour, mais ces transits épisodiques ont suffi à entretenir à la fois les vallées submergées et les canyons de l'escarpement.

Ainsi, les variations du niveau de la mer, pour des raisons glacio-eustatiques, au cours du Plio-Quaternaire sont à l'origine du façonnement actuel du précontinent, dominé par les phénomènes d'érosion et si différent des façonnements antérieurs caractérisés par la prédominance de la sédimentation. L'accore elle-même apparaît, en fin de compte, comme placée en fonction d'un stationnement de la mer a un bas niveau ; le rôle déterminant que ce stationnement a joué est-il dû à la longue durée du séjour (probable si l'on en juge par la taille des formes littorales alors mises en place) ou à son antériorité par rapport aux autres épisodes de bas niveau ? Je ne sais ; mais son antiquité ne fait pas de doute, puisqu'il a été sérieusement affecté depuis par des mouvements tectoniques qui ont dénivelé l'accore. Certes, il n'est pas démontré que les imposants restes de littoraux qui existent vers 160 m de profondeur dans la région étudiée jalonnent aussi nettement l'accore dans les secteurs où elle est vers 130 m ou vers 180 m ; mais la vérification pourra en être faite dans les années qui viennent, et si le même littoral existe tout du long, la réalité d'un basculement postérieur à la formation de l'accore ne pourra plus être contestée.

Il serait souhaitable que sur d'autres précontinents on recherche de même les liens qui peuvent exister entre le tracé de l'accore et celui d'un ancien rivage pliocène ou du Pléistocène inférieur, pour savoir si le lien reconnu ici entre la forme et le régime actuels du précontinent et les régressions eustatiques est de nature universelle, comme je le crois, ou s'il ne s'agit que de coïncidences régionales.

Chapitre II

Variations du niveau de la mer au Plio-Quaternaire

Résumé. Les stationnements anciens de la mer au-dessous du niveau actuel peuvent être décelés par des méthodes statistiques, qui indiquent les plus durables, ou par les traces morphologiques, qui indiquent les plus récents. On découvre ainsi un grand nombre de littoraux anciens, particulièrement nombreux entre 20 et 60 m, puis entre 90 et 170 m. L'établissement d'une chronologie relative est compliqué par la rareté des datations absolues et des relations discernables entre littoraux. On peut cependant proposer une courbe des variations de niveau, remarquable, notamment, par l'existence d'un niveau würmien aussi bas que 141 m sous l'actuel. Pour les périodes les plus anciennes, des mouvements tectoniques appréciables semblent avoir affecté la région.

Bien que les stationnements de la mer qui ont été cités dans le chapitre précédent ne soient pas les seuls dont on rencontre les traces, la liste qu'on peut en dresser permet déjà une première approche d'une chronologie des variations du niveau de la mer. Chacun d'eux présente certaines caractéristiques qui peuvent servir d'arguments de datation relative ; mais le détail de la morphologie littorale n'est conservé que pour les stationnements marins les plus récents, sauf si les dépôts sont indurés, ou faits de matériaux très grossiers. On ne peut donc guère espérer atteindre ainsi à la connaissance des stationnements les plus anciens. Les plus durables de ceux-ci ont cependant laissé des traces dans le modelé régional, parce qu'ils ont servi de niveaux de base pendant un certain temps. Une étude morphométrique peut alors permettre de les discerner.

A partir de ces inventaires de stationnements marins, et des indications chronologiques dont on dispose pour chacun, on peut tenter un classement chronologique, qui sera d'autant moins incertain qu'on arrivera plus près de l'époque actuelle. On pourra alors essayer de mettre ces variations de niveau en relation avec les quelques indications climatiques collectées, et de comparer les résultats avec les idées communément reçues.

§ 1. LES STATIONNEMENTS MARINS.

L'analyse hypsographique, possible sur le plateau continental grâce à la densité des sondages du S.H.O.M., indique un certain nombre de stationnements marins, qui ont dû être assez durables pour avoir laissé de telles traces ; la comparaison de cette liste avec les témoignages morphologiques qui, eux, concernent les stationnements les plus récents, permet de classer les stationnements marins en trois catégories : niveaux anciens, assez durables pour avoir affecté le modelé d'ensemble, mais dont les formes littorales ont été effacées depuis ; niveaux récents, assez durables pour avoir affecté le modelé d'ensemble, et dont les formes littorales ont été conservées ; niveaux récents de brève durée, qui n'ont pas affecté le modelé d'ensemble, mais dont les formes littorales ont été conservées.

A. La courbe hypsographique.

La fig. 94, ci-dessous, a été établie à partir des minutes de sondage du S.H.O.M. en utilisant les données déjà employées pour la fig. 22, p. 34 ; pour chacun des 410 carrés de 5 km de côté formés par le quadrillage Lambert dans la partie épicontinentale de la zone (dont la fig. 22 ne présentait qu'une partie) couverte par ces sondages, j'ai relevé la profondeur du point culminant et celle du point le plus bas, et dressé deux courbes cumulatives donnant le classement de ces profondeurs. Seule la partie médiane (entre 75 et 150 m) de la figure obtenue a été reproduite ci-dessous. On remarque que certaines profondeurs sont fortement sur-représentées, soit sur l'une des courbes, soit sur l'autre. Par exemple, 26 "points les plus bas" sont situés entre 120 et 122 m, contre 14 entre 123 et 125 m, et 17 entre 117 et 119 m ; 20 "points les plus bas" sont à 132 ou 133 m, contre 7 à 130 ou 131 m, et 11 à 134 ou 135 m ; 25 points culminants sont à 121 ou 122 m, contre 9 entre 123 et 125 m. Ces anomalies de répartition ne peuvent être dues au hasard, et elles indiquent la présence de surfaces d'aplanissement, tronquant les sommets des interfluves (surface "sommitale") ou de surfaces d'alluvionnement, remblayant les fonds de vallée (surface "dégradante", cf. p. 35). Chaque stationnement du niveau de base peut avoir taillé une plateforme d'abrasion au voisinage du niveau de mi-marée et provoqué l'alluvionnement dans les estuaires au voisinage du niveau des plus hautes mers ; chacun se traduirait alors par un "couple" de surfaces, l'une identifiée sur la courbe supérieure correspondant à la plateforme d'abrasion, l'autre identifiée sur la courbe inférieure et correspondant à l'alluvionnement. En l'absence de mouvement tectonique postérieur, cette dernière devrait être située environ 3 m plus haut que l'autre (différence entre le niveau des hautes mers et celui de mi-marée) et le stationnement marin correspondant devrait se situer 6 m sous l'une et 3 m sous l'autre.

C'est ainsi que l'on peut tirer des courbes hypsographiques les couples et stationnements suivants :

- Alluvionnement vers 94 m, aplanissement vers 97 m, stationnement marin vers 100 m,
- Alluvionnement vers 103 m, aplanissement vers 103 m, stationnement marin vers 106 à 109 m,
- Alluvionnement vers 109 m, aplanissement vers 111 m, stationnement marin vers 114 ou 115 m,
- Alluvionnement vers 113 m, aplanissement vers 117 m, stationnement marin vers 119 ou 120 m,
- Alluvionnement vers 121 m, aplanissement vers 121 m, stationnement marin vers 124 à 127 m,
- Alluvionnement vers 133 m, aplanissement vers 135 m, stationnement marin vers 138 ou 139 m,
- Alluvionnement vers 142 m, aplanissement vers 142 m, stationnement marin vers 145 à 148 m,
- Alluvionnement vers 148 m, aplanissement vers 148 m, stationnement marin vers 151 à 154 m.

On remarque que dans plusieurs cas (103, 121, 142 et 148 m) les deux replats sont à

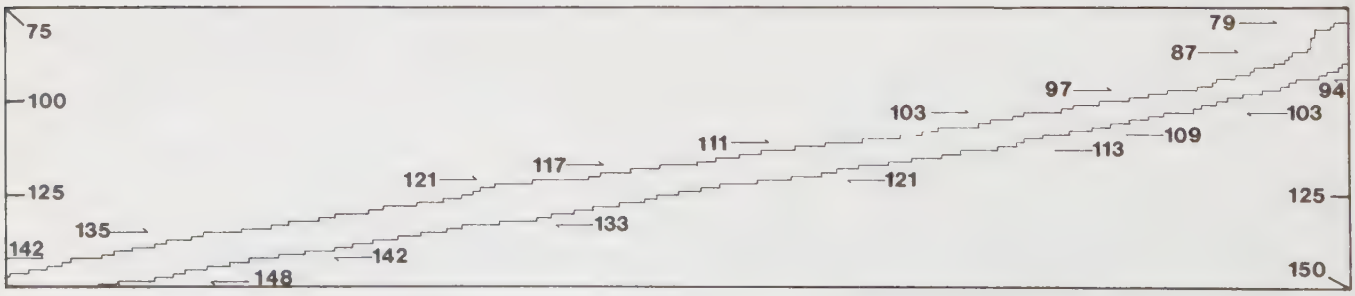


Fig. 94 - Courbes hypsographiques des surfaces sommitale et dégradante du plateau continental.
Hypsographic curves, for summit and alluvial surface, on the precontinental plateau.
H = 1/2000 ; L = 0,5 mm / observation. Voir le texte - See in text.

la même profondeur ; on pourrait envisager ce fait comme indiquant un marnage moindre que celui postulé, et il est possible qu'il en soit ainsi près de l'accore (replats de 142 et 148 m) où les modestes marées du large ne pouvaient pas être très amplifiées par une plateforme continentale alors extrêmement réduite. Sur le plateau continental interne (replats de 103 et 121 m) cette explication ne peut jouer, puisque d'autres replats à des profondeurs voisines sont décalés comme la théorie permettait de le prévoir. Il en existe une autre, qui fait appel à la réaction de la croûte continentale sous la surcharge en eau due à l'élévation du niveau de la mer.

On peut en effet définir, sous le nom d'hydro-isostasie, l'ensemble des phénomènes liés à l'enfoncement de la croûte sous l'effet de la surcharge en eau et à son relèvement lors du départ de cette eau. La surcharge étant nulle à la côte et forte au large, une transgression doit aboutir à un basculement de l'ensemble de la plateforme, tel que la pente en soit plus forte pendant les périodes de haut niveau marin que pendant les périodes de régression. Compte tenu de la lenteur de la réaction de l'asthénosphère aux impulsions venues de la surface (puisque l'équilibre n'est atteint qu'après quelques dizaines de milliers d'années) la disposition actuelle doit refléter encore la situation de pente faible issue de la régression würmienne. Les couples de replats qui nous apparaissent comme normalement disposés ont donc dû être façonnés au terme de périodes de bas niveau marin, c'est-à-dire au début des remontées ; au contraire, ceux qui sont anormaux, avec l'alluvionnement et l'aplanissement à la même profondeur, ont dû être mis en place avec le décalage usuel, mais sur une plateforme continentale en plus forte pente que l'actuelle, c'est-à-dire témoignant d'une longue surcharge par l'eau ; ils auraient donc été mis en place en début de régression. Les replats de 103, 121 et peut-être 142 m marqueraient donc chacun le début d'une grande régression, ceux de 94-97, 109-111, 113-117 et 133-135 m marqueraient au contraire chacun le début d'une transgression. Bien entendu, le basculement d'ensemble de la plateforme continentale, dénivelant de façon différente les témoins d'un même stationnement marin selon qu'ils sont sur des promontoires ou dans des estuaires, nous interdit toute évaluation rigoureuse de l'épaisseur de la tranche d'eau enlevée, puisque le départ de 103 m d'eau, par exemple, doit provoquer le soulèvement de la croûte continentale, atteignant une trentaine de mètres après quelques dizaines de millénaires, et l'installation finale du littoral vers 133 m ! Il est peu probable que les compensations isostasiques aient jamais pu être menées à terme, en raison des variations incessantes de la masse d'eau océanique au cours du Quaternaire ; on ne peut donc pas établir de lien entre chaque stationnement de début de régression et un stationnement de début de transgression (par exemple, rien ne permet de dire que le double replat de 133-135 m soit le terme final de la régression qui a commencé par le replat simple de 103 m).

B. Les traces morphologiques.

Tout au long du chapitre précédent (et çà et là dans les chapitres antérieurs), j'ai signalé des traces directes ou indirectes de stationnements marins. Je vais en tenter une récapitulation, en classant les témoignages par profondeur. Je citerai au passage les témoins découverts entre Ouessant et Rochebonne par d'autres auteurs, en excluant tout témoin plus éloigné, et même ceux de la Manche ou du Sud du golfe de Gascogne, parce que je pense qu'ils peuvent avoir été substantiellement décalés par rapport à ceux-ci par les effets différents de l'hydro-isostasie.

- stationnement vers 6 m, tout-à-fait récent, peut-être responsable du façonnement initial de la Basse de Bénodet (p. 181) ;
- stationnement vers 16 ou 18 m, au cours duquel fut construite la flèche au Nord-Est de la Pointe de la Croix (p. 191) et plusieurs queues de comète sur le plateau des Birvideaux ;
- stationnement de 21 m, marqué par une falaise sous Pen-Men (p. 187) et également reconnu en plongée dans l'archipel de Glénan (Daniel Foucher) ; quelques traces en ont été decelées par Félix Hinschberger (1970, p. 117) en Iroise et par Jean-René Vanney (1969, pp. 302-303) dans les régions pro-ligériennes ;
- stationnement de 27 m, marqué par une falaise sous Groix (p. 187) et une autre sous Quiberon, cette dernière ourlée de galets ; par le dégagement en falaise du contact entre le granite de Ploemeur et les micaschistes (p. 203) ; certaines formes estuariennes proches de la Baz Kerauden, au Sud-Ouest de Port-Manec'h (fig. 17, p. 28) pourraient dater de cette époque ;
- stationnement de 37/41 m, signalé à 37 m en Baie du Pouldu (p. 194 ; Pinot, 1966 j) et à 41 m au Sud de Groix et à l'Ouest des Birvideaux (p. 188) ; susceptible d'avoir contribué au façonnement du delta sous-marin de la Rivière d'Etel, à l'Ouest de la Basse Moullec (p. 181) ; un cordon de galets culminant à 36 m, au pied de la Baz Boulin (au Sud-Ouest de Penmarc'h), visible sur la fig. 16, p. 27, pourrait lui être attribué, ainsi qu'une flèche de galets à la sortie Nord de la Fosse du Kornog

(p. 177) ; il est représenté en Iroise (Hinschberger, 1970, p. 116) par une plateforme d'abrasion devant Porspoder, et en Baie d'Audierne par un grès coquillier recueilli en plongée à 34 m et daté au C-14 de 15000 B.P. - Saint-Requier (A.) & Guilcher (A.), 1969 - ; dans les régions pro-ligériennes il est représenté par quelques falaises et deux cordons littoraux (Vanney, 1969, pp. 302-303) ;
- stationnement de 49 m, marqué par une falaise sous Groix (p. 189) ; susceptible d'avoir contribué au façonnement du delta sous-marin de la rivière d'Etel, à l'Ouest de la Basse Moullec (p. 181) ; un cordon de galets culminant à 44 m sous la Baz Nevez, au Sud-Ouest de Penmarc'h, visible sur la fig. 16, p. 27, pourrait lui être attribué ;
- stationnement de 55 m, marqué par une falaise sous Groix (p. 189) ; le ravinement jusqu'à 55 m du delta sous-marin de la Rivière d'Etel, à l'Ouest de la Basse Moullec (p. 181 ; p. 189) pourrait lui être attribué ; on doit en rapprocher les stationnements de 54, puis 56 m, marqués par deux flèches littorales sous la Baz Doun (Pinot, 1968 f, p. 210) ; il serait postérieur aux stationnements de 41 et 49 m, dont il ravine les constructions ; au même endroit, les dunes qui remanient les dépôts des stationnements de 41 et 49 m sont probablement contemporaines de ce stationnement de 55 m (p. 207) ; il est représenté en Iroise (Hinschberger, 1970, pp. 115-116) par des plateformes d'abrasion suffisamment développées pour que cet auteur le considère comme étant, de loin, le niveau ancien le plus net et le mieux conservé de la région qu'il a étudiée ;
- stationnement de 60 m environ, très ancien, marqué par la gravelle cimentée connue sous forme de lambeaux chicoteux entre Lesconil et la Basse Pérennès, de 55 à 63 m (p. 194) ; il a été suivi par une émersion permettant sa cimentation, probablement sous climat chaud (p. 199) et il daterait du Quaternaire ancien ou moyen ; la "nourraille" citée par Vanney, 1969, p. 253, est à des profondeurs analogues ;
- stationnement incertain, vers 65 m, ancien et mal conservé, qui aurait pu être responsable de l'entaille en falaise vers 59 m des micaschistes, au débouché de la Fosse du Kornog, selon la fig. 93 A, p. 205 ; il s'agit peut-être du même stationnement que le précédent ;
- stationnement de 89 m, décrit dans Pinot, 1968 f, cité p. 187 du présent volume, et considéré comme suivi immédiatement du stationnement suivant ;
- stationnement de 92 m, déjà décrit dans Pinot, 1968 f, pour des cordons de galets sur le flanc Sud-Ouest de "la Barrière", au Sud du Banc Bertin ; attesté également par les flèches encadrant l'estuaire de la Rivière Ferronnière (p. 178) et marqué par une dérive littorale en équilibre avec des houles de Sud-Ouest (p. 192) : marqué aussi par un delta sous-marin au Sud des Chandeliers (p. 181) ; ce stationnement et le précédent ont été également décelés par Hinschberger, 1970, p. 118, au Nord d'Ouessant ;
- stationnement vers 100 m, de type "début de transgression", attesté par l'étude hypsographique (replats de 94 et 97 m, p. 210) ; il est également attesté par les travaux de Lapierre (p. 190 du présent volume) et notamment par le transit à ce niveau de la monazite vers le Nord-Ouest depuis la vallée de la Loire (p. 196) et de la hornblende vers le Sud-Est, aux petites tailles, depuis les vallées du Blavet et de la Vilaine (p. 196) ; l'absence de traces précises en morphologie littorale incite à en faire un stationnement ancien ; l'aire dunaire entre 95 et 105 m à l'Ouest-Sud-Ouest de Goulphar (p. 207) paraît remanier ses dépôts ; voir aussi p. 53 pour le replat de 99-101 m ; c'est vers cette profondeur de 100 m que Vanney, 1969, p. 299, plaçait le littoral régressif würmien principal ; j'avais la même opinion (Pinot, 1968 f) avant de disposer des minutes de sondage du S.H.O.M. sur le plateau continental et d'avoir pu travailler au large sur le Job-ha-Zelian avec des cartes bathymétriques exactes ;
- stationnement vers 106 à 109 m, de type "début de régression", décelé par l'étude hypsographique (replats de 103 m, p. 210) ; mal distinct du précédent en ce qui concerne les migrations de minéraux lourds et le dépôt initial des matériaux plus tard remaniés en dunes ; les traces de falaises très démantelées discernables en bathymétrie le long de 47° 15' N, depuis 3° 45' jusqu'à 4° W Gr., (cf. fig. 34, p. 53, carton) pourraient lui être dues ; il est certainement assez ancien ;
- stationnement vers 114 ou 115 m, de type "début de transgression", décelé par l'étude hypsographique (p. 210, replats de 109 et 111 m) ; non attesté par des traces précises et probablement fort ancien ;
- deux stationnements vers 120 m ou un peu plus, correspondant à un palier vers 120-125 m dans le profil en long du Blavet (p. 171) et dont les dépôts pro-estuariens masquent le "lit à blocs démesurés" du Blavet (p. 172) ; Lapierre (1969, p. 167) fait s'abaisser vers le Nord-Ouest jusqu'à 120 m environ son grand rivage pré-holocène ; ce rivage semble marqué par des transits de minéraux lourds sur l'isobathe de 115 m (correspondant au haut de plage) : andalousite vers le Nord-Ouest à partir de la vallée du Blavet (p. 195), hornblende, surtout vers le Nord-Ouest aux petites tailles, à partir des vallées de la Vilaine et du Blavet (p. 195), augite vers le Nord-Ouest à partir de la vallée de la Loire (p.

196) ; il est décelé à partir de la courbe hypsographique comme stationnement vers 119 ou 120 m (replats de 113 et 117 m, p. 210) ou comme stationnement vers 124 à 127 m (replats de 121 m, p. 210), le premier de type "début de transgression", le second de type "début de régression" ; le manque de netteté de ce rivage, qui paraît pourtant avoir été réutilisé assez récemment, doit tenir à la relative finesse des sables dans cette gamme de profondeurs, et à l'absence de fixation des formes par envasement ; de plus, un séjour assez long de la mer à un niveau à peine plus élevé (vers 92 m par exemple) rendrait compte de la destruction des formes sous une faible épaisseur d'eau ;
- stationnement vers 130 ou 135 m, dont il ne reste pas de traces de littoral, ni d'indice précis dans la courbe hypsographique, mais qui correspondrait au niveau de base de la "terrasse à graviers" du Blavet (pp. 173-174) ; il est probablement extrêmement ancien ;
- stationnement de 141 m, comportant un replat vers 140-145 m dans la vallée du Blavet (p. 171) auquel se termine le "lit à blocs démesurés" qui est probablement postérieur au détournement du Blavet vers l'Ouest (p. 172) ; des traces morphologiques fraîches sont fournies par une levée latérale de l'estuaire du Blavet (p. 179) et par la flèche du Prunier, détournant la Rivière Ferronnière (p. 193) ; cette flèche faisait face au Sud-Sud-Est, avec dérive vers l'Ouest-Nord-Ouest ; néanmoins, à l'échelle régionale, la dérive de l'andalousite le long de l'isobathe de 135 m (p. 195) se faisait vers le Sud-Est ; dans l'hypsométrie, ce stationnement pourrait être représenté par celui dit "vers 138 ou 139 m" (replats de 133 et 135 m, p. 210) qui est du type "début de transgression" ; Vanney, 1969, p. 162, note 2, signale que Cibicides lobatulus, foraminifère infralittoral des eaux boréales, qui serait relique malgré la bonne conservation des tests recueillis, prédomine dans les fonds supérieurs à 140 m : ce serait un argument pour faire de ce stationnement un niveau de période froide et d'âge würmien (ce dernier à cause du bon état des tests) ; l'arrivée sur ce littoral du "lit à blocs démesurés" indique aussi un très grand froid, tandis que la fraîcheur des littoraux conservés implique un âge récent ;
- stationnement vers 145 à 148 m, de type "début de régression", marqué par les replats de 142 m (p. 210) ;
- stationnement de 151 à 154 m, de type "début de régression", marqué par les replats de 148 m (p. 210) ;
- stationnement de 159 m, marqué par le premier stade du façonnement du poulier de l'Odet (pp. 185-186) ;
- stationnement de 166 m, très probablement postérieur d'assez peu au précédent, marqué par le second stade du façonnement du poulier de l'Odet (p. 186), faisant face au Sud-Ouest et marqué par une dérive littorale vers le Nord-Ouest (p. 192) ; la plage adossée, dans l'interfluve Odet-Blavet (pp. 191-192) et les autres pouliers de l'accore (fig. 43 et 44, p. 65) peuvent aussi lui être attribués ; il a joué un rôle déterminant dans l'évolution ultérieure du précontinent, et les canyons sous-marins paraissent avoir été mis en place en fonction des embouchures situées le long de ce rivage ;
- stationnement vers 205-208 m, marqué par quelques traces incertaines de falaises (p. 189) ;

La comparaison entre les traces nettes de littoraux et l'étude statistique des replats montre l'influence, sur le modelé du plateau continental, de quelques rivages anciens dont les littoraux ont été détruits, comme ceux de 100, 115, 145 et 151 m ; aussi ancien, mais probablement plus bref (ou peut-être aussi long, mais bien plus ancien) puisqu'il n'a pas laissé de replats nets dans la courbe hypsographique, serait le stationnement de 130 m au cours duquel se serait façonnée la "terrasse à graviers" du Blavet ; au contraire les stationnements de 120 et surtout de 141 m, responsables d'aplanissements, sont marqués aussi par des traces de littoraux et paraissent nettement plus récents.

Aux profondeurs moindres que 90 ou 100 m, il devient beaucoup plus difficile de déceler par la méthode hypsographique les traces de littoraux, du moins au maillage de 5 km ; peut-être faudrait-il refaire les courbes en utilisant un maillage de 2 km, qui fournirait un plus grand nombre de points, donnerait du détail dans les zones en pente assez forte, et serait pourtant encore compatible avec la densité des points connus.

§ 2. LES ARGUMENTS DE DATATION.

Il est très difficile de passer de l'inventaire des traces de stationnements de la mer au classement chronologique de ces stationnements ; on ne dispose en effet que d'un très petit nombre de datations absolues, dont aucune n'est directement liée à un littoral ; il est rare que l'on dispose d'une succession stratigraphique ou morphologique montrant l'antériorité d'un ensemble morphogénétique sur un autre. La plupart des arguments sont donc de faible valeur et il est essentiel de ne pas leur faire dire plus qu'ils ne le peuvent, même si on est obligé, pour proposer une courbe des variations du niveau de la mer, d'extrapoler : dans la courbe proposée, il y a des points sûrs (très rares), des points très probables (peu nombreux) et beaucoup d'incertitudes ; c'est le cas de toutes les courbes eustatiques, mais bien des utilisateurs de ces courbes paraissent ne pas en avoir nettement conscience.

A. Arguments fondés sur des datations absolues.

Je dois à l'obligeance de Michel Glémarec la communication de résultats obtenus par Madame Delibrias au Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette ; bien que plusieurs publications y aient fait allusion (cf. p. 195, notes 1 et 2), ces résultats n'ont pas été complètement publiés. Ce sont les suivants :

GIF 849, 16 Novembre 1967. Coquilles de Glycymeris glycymeris, f. inflata (Borson) - détermination A. Chavan - draguées vers 35 ou 40 m de profondeur au Sud du Plateau de Guérande, devant le débouché de la Fosse du Croisic, par 47° N et 2° 40' W Gr. ; ces grandes coquilles, appelées "gargattes" par les pêcheurs, sont émoussées, propres et superficielles ; cette forme est fossile, et proche d'une forme du Pliocène. La datation obtenue est de 6 350 ± 160 ans B.P., soit 4400 avant notre ère. Si, comme il est probable, ces coquilles ont été exhumées par un remaniement du sédiment dans lequel elles ont vécu, mais n'ont été que peu transportées, cette datation implique que le niveau de la mer était à cette date supérieur à - 35 m.

GIF 850, 16 Novembre 1967. Coquilles de Cyprina (Arctica) islandica, var. transversa (Wood) - détermination A. Chavan - draguées par 124 m de fond (dragage de la Pelagia, n° 959, 23 Septembre 1966) par 47° 20' N et 4° 32' W Gr., au sein d'un sable fin légèrement envasé (8 % de pélites) au flanc Est de la vallée submergée de l'Odet. Cette variété, occasionnellement rencontrée de nos jours dès 50° N (au large de Plymouth) ne vit normalement qu'au Nord de 52° N, dans des eaux dont la température ne dépasse jamais 10° C ; aujourd'hui, les eaux de fond au point de dragage atteignent saisonnièrement 13° C. La datation obtenue est de 10 200 ± 230 ans B. P., soit 8 250 avant notre ère. La présence de cette variété dans nos régions à cette époque indique donc des eaux plus froides de 3° C que les actuelles, et bien entendu un niveau de la mer supérieur à - 124 m.

GIF 1184, 17 Mars 1969. Coquilles de Glycymeris glycymeris, cf. var. variabilis (Sowerby) - détermination A. Chavan - draguées par 135 m de fond au cours de la mission Gestlante du Jean-Charcot (n° D. 16, 29 Juillet 1967) par 45° 53' N et 3° 35' W Gr., sur le sommet d'une butte assez proche de l'accore, et comparable par sa forme et sa disposition à la flèche du Prunier (cf. p. 193). Cette forme est également fossile, et décrite dans le Red Crag d'East-Anglia (Pléistocène inférieur). La datation obtenue est de 1 730 ± 100 ans B. P., soit 220 de notre ère. Il est possible qu'il y ait eu un mélange de coquilles reliques de la forme variabilis avec des coquilles subactuelles de la forme pilosa qui vit aujourd'hui à cet endroit, et en général au large de la Grande Vasière, dans les fonds à Ditrupa arietina.

Ces trois datations, précieuses pour l'identification des fonds reliques et l'appréciation des remaniements superficiels qu'ils ont subis, n'apportent donc presque rien à la connaissance des littoraux quaternaires. Il n'en est pas de même d'une datation déjà publiée (Saint-Requier et Guilcher, 1969) sur un grès coquillier littoral recueilli en plongée au Sud d'Audierne, rapporté au littoral de 37/41 m et daté (GIF 1259) de 15000 ± 400 ans B. P., soit 13050 avant notre ère.

B. Arguments fondés sur les successions stratigraphiques.

On peut assurer que l'un des stationnements vers 120 m ou un peu plus est postérieur au "lit à blocs démesurés" du Blavet (associé au stationnement de 141 m) puisque les accumulations pro-estuariennes de 120-125 m fossilisent ce lit. On peut aussi être à peu près certains que le stationnement de 92 m est plus récent que celui de 89 m, puisque les cordons de galets qu'il a construits sont plaqués contre ceux du niveau de 89 m dont ils semblent fossiliser le bas d'estran. Pour le reste, on peut seulement espérer que la multiplication des profils levés en réflexion sismique permettra de découvrir d'autres cas de successions stratigraphiques.

C. Arguments fondés sur des enchaînements morphologiques.

Le stationnement de 55 m environ (qui doit se décomposer en un premier séjour vers 54 m et un second vers 56 m, cf. Pinot, 1968 f) est nécessairement postérieur aux stationnements de 41 et 49 m, puisque les accumulations pro-estuariennes construites par ces derniers ont été ravinées, et remaniées en dunes, lors d'un modeste abaissement ultérieur du niveau de la mer.

Le stationnement de 60 m environ, très ancien si l'on en juge par son état de démantèlement, est nécessairement antérieur à une émersion en climat chaud et sec, étant donnée la cimentation de ses matériaux ; je serais tenté d'attribuer cette cimentation au grand interglaciaire Mindel-Riss.

Le stationnement de 166 m, dont les constructions prolongent celles du stationnement de 159 m, lui est très probablement postérieur, bien qu'à l'extrême rigueur on puisse concevoir que le

poulier du rivage de 159 m se soit construit par-dessus la racine du poulier de 166 m : un levé détaillé en réflexion sismique permettrait d'en décider.

D. Arguments fondés sur l'état de conservation des littoraux.

Les stationnements de 141 m, 92 m, 55 m, 16/18 m et 6 m, dont les littoraux sont bien conservés malgré la fragilité de certaines de leurs formes, ont probablement été suivis d'une submersion rapide, sans que jamais, depuis lors, les littoraux correspondants n'aient réémergé.

Les stationnements de 21 et 27 m sont récents, étant donnée la fraîcheur de leurs formes, mais comme ces formes sont de nature à résister à une exondation, il n'est pas certain qu'ils n'aient jamais été réémergés depuis, bien que ce soit fort probable.

Les stationnements de 37/41 m, 49 m et 89 m, malgré une brève exondation postérieure, sont récents, étant données la multiplicité et la fraîcheur de leurs traces.

E. Arguments fondés sur des répartitions spatiales.

Le stationnement de 141 m, dont le littoral paraît avoir constitué la limite supérieure de l'aire de répartition de Cibicides lobatulus (p. 213), ne pourrait qu'être récent, et on est tenté d'en faire le maximum de la régression würmienne, au cours de la phase la plus froide de cette glaciation, d'autant plus que le "lit à blocs démesurés" du Blavet semble s'arrêter à ce littoral, le long duquel on rencontre des blocs démesurés épars comme si, repris par la dérive littorale, ils s'étaient échoués à la côte (cf. fig. 29, p. 45).

F. Arguments fondés sur la profondeur absolue des littoraux.

Le type d'argument de datation fondé sur la comparaison entre les littoraux observés et d'autres littoraux, connus aux mêmes profondeurs ailleurs dans le monde et datés, est totalement dépourvu de valeur.

Les mouvements hydro-isostasiques sont encore trop mal connus pour qu'on puisse mesurer leur effet dans les diverses régions du monde, et dans les divers types d'environnement sous-marin ; les traces d'un même stationnement marin peuvent se trouver aujourd'hui à des profondeurs variant de 15 à 20 m. De plus, la plupart des auteurs ne fournissent pas de données précises sur la façon dont ils ont déterminé l'écart entre l'ancien niveau de la mer et l'actuel : beaucoup donnent à l'état brut la profondeur (parfois même non corrigée des marées ou des variations de vitesse de l'ultra-son dans l'eau) à laquelle ils ont observé une trace de littoral, sans tenir compte de l'altitude initiale de la forme considérée, traitant pêle-mêle des dunes, des encoches d'abrasion de pied de falaise, des plateformes d'abrasion de bas d'estran et des deltas sous-marins. Enfin, il n'est pas toujours prouvé que les datations au C-14 obtenues soient effectivement liées aux traces de littoral.

§ 3. ELEMENTS DE CHRONOLOGIE.

La fig. 95 (planche XIV, pp. 216-217) présente sous forme graphique les relations entre les stationnements marins dont les traces ont été décelées sur la plateforme continentale sud-armoricaine. On trouvera à gauche une expression symbolique des arguments de datation, qui permettra de juger de la valeur des corrélations proposées sans avoir à se référer au texte. Le graphique principal présente des courbes eustatiques hypothétiques, pour lesquelles seule la partie sous-marine a été complètement traitée. L'échelle des durées est logarithmique, de façon à permettre de lire aisément le détail complexe des variations récentes, sur lesquelles nous sommes relativement bien renseignés, sans qu'on ait pour les temps anciens d'immenses surfaces vierges sur le graphique. Le degré de certitude a été indiqué par la nature du trait. Mais pour bien souligner que les variations retracées sont de toute façon hypothétiques, et que la courbe ne fait que schématiser un ensemble d'opinions sujettes à discussion, j'ai donné au tracé de la courbe un caractère évidemment artificiel, très géométrique. J'espère qu'ainsi mes lecteurs ne seront pas trop tentés de prendre mes suppositions pour des démonstrations.

La place du stationnement de 141 m au sein de la période würmienne me paraît incertaine : d'un côté je serais tenté d'en faire le maximum régressif du dernier stade würmien, qui fut probablement le plus froid, puisque la jeunesse du littoral submergé, et plusieurs indications de grand froid, y incitent ; d'un autre côté, si le "bas-normanien" date, comme je le crois, du principal interstadiaire würmien (ce que des datations au C-14 de plus en plus nombreuses, échelonnées entre 35 000 et 23 000 ans avant nous, mais particulièrement abondantes entre 31 000 et 27 000, semblent confirmer), on dispose de très peu de temps pour une baisse de niveau si considérable, suivie d'une remontée ralentie par plusieurs récessions ; sans doute le littoral bas-normanien, si bien représenté vers 1 ou 2 m au-dessus du

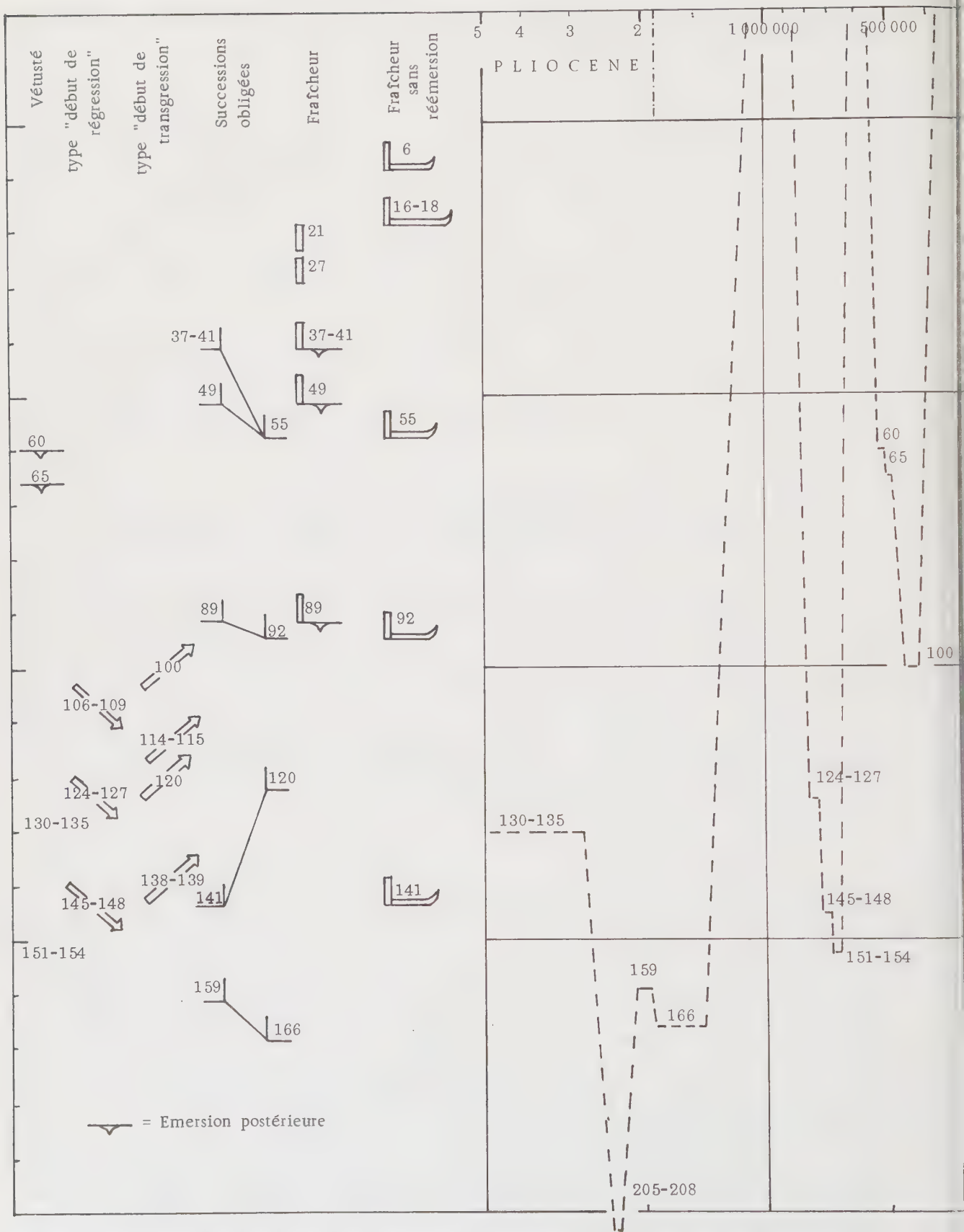


Fig. 95 - Propositions pour une courbe des variations du niveau de la mer au Plio-Quaternaire.
A gauche, arguments de datation, rappelés par des symboles ; à droite, courbes :
très incertaines en tireté ; assez probables en trait continu ; variantes en tireté-ponctué ;
Echelle logarithmique pour les durées, échelle arithmétique pour les hauteurs.

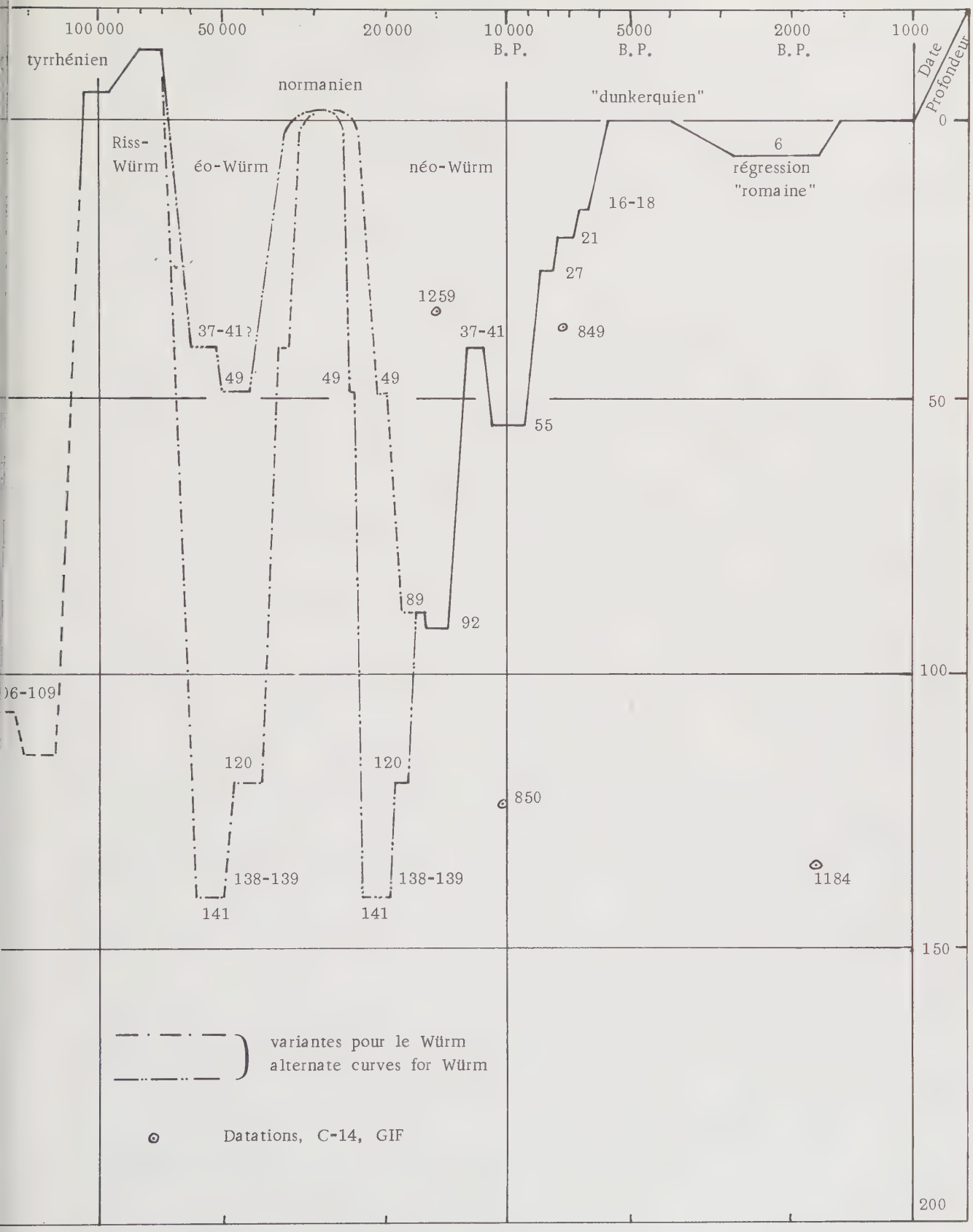


Fig. 95 - Proposals for a curve describing the variations of sea-level during Plio-Quaternary.
At left, symbolisation of the arguments for dating (see in text, pp. 213-215) ; at right, curves : extremely uncertain in dashed line ; rather probable in full line ; alternative possibilities in dashed-ponctuated line. Logarithmic scale for durations ; arithmetic scale for heights.

littoral actuel en Bretagne du Nord, est-il rare en Bretagne du Sud et en Vendée, où il semble n'être qu'à quelques mètres au-dessous du littoral actuel ; il reste quand même près de 140 m à descendre et à remonter entre 27 000 et 6 000 ans avant nous, ce qui laisse peu de temps pour le façonnement de littoraux à l'occasion de périodes de stabilité. Dans cette incertitude, j'ai proposé deux courbes différentes, en espérant trouver d'autres arguments dans un avenir proche.

J'ai aussi été amené à faire stationner le niveau de la mer plusieurs fois aux mêmes profondeurs ; la chose n'a rien que de tout à fait normal, puisqu'aussi bien le littoral actuel a déjà été occupé plusieurs fois ; c'est ainsi que j'ai postulé deux stationnements de la mer vers 37 à 41 m sous le niveau actuel, l'un vers 12 000 ans avant nous, déjà connu, et l'autre au cours de la régression du premier stade du Würm, pour expliquer l'incision de la Fosse du Kornog antérieurement à la régression qui est descendue à 92 m : cette date, plus reculée que celle envisagée dans Pinot, 1968 f, est nécessaire pour rendre compte du fait que la vallée du Blavet, issue de cette Fosse, peut être suivie jusqu'au littoral de 92 m (ce que j'ignorais en 1968).

§ 4. IMPLICATIONS DE LA CHRONOLOGIE PROPOSEE.

Les données que j'ai rassemblées sur les stationnements marins plio-quaternaires, et regroupées sous forme de courbe "eustatique" se trouvent parfois en contradiction avec les idées reçues :

L'une des régressions würmiennes a dépassé ici le niveau de 100 m qui est souvent attribué à cette période froide, et même les niveaux théoriques postulés à partir des estimations de capitalisation d'eau par les glaciers (120 m selon Curray, 123 m selon Emery, 132 m selon Flint) pour la régression maximale possible si tous les glaciers avaient été simultanément au maximum de leur volume connu. On notera toutefois que pour le delta du Mississipi Fisk et MacFarlan [1] ont estimé à 136 m la régression maximale du néo-Wisconsin, homologue de notre néo-Würm, ce qui est très proche des 141 m proposés ici.

Les régressions maximales plio-quaternaires ont dépassé encore plus nettement ce maximum théorique, puisqu'un rivage admirablement conservé borde l'accore, correspondant à un niveau de 166 m sous l'actuel, et que des traces moins nettes existent vers 205 m (de plus, les prospections sismiques montrent parfois sous les basses vallées, près de l'accore, des lits rocheux situés à 25 ou 30 m sous le fond actuel, soit vers 185 ou 190 m). Il est possible que les glaciers aient été plus importants qu'on ne le croit, mais peut-être les rivages les plus externes s'enfoncent-ils progressivement sous l'effet de la flexure continentale (ou, ce qui revient au même, par suite du faillage multiple dû au jeu incessant de l'hydro-isostasie).

Les courbes proposées sont très incertaines pour le Quaternaire ancien et le Pliocène, et essaient simplement de visualiser l'ampleur considérable des variations du niveau de la mer. Mais comme on a à terre des littoraux anciens jusqu'à plus de 100 m, et en mer des littoraux d'âge voisin jusqu'à moins de 200 m, on doit supposer, soit qu'il y a eu au Pliocène des glaciations assez considérables pour faire varier de 300 m le niveau des mers, soit que depuis lors les mouvements tectoniques régionaux ont été considérables : peut-être y eut-il à un moment donné du Pliocène un rivage orienté Nord-Est - Sud-Ouest, passant par Saint-Brieuc, Pontivy et Lorient, et aboutissant à l'accore vers l'embouchure du Blavet ? C'est dire que les traces de littoraux anciens ne peuvent plus avoir aucune signification eustatique, même dans une région considérée comme stable comme la nôtre.

Enfin, les courbes proposées tiennent tant bien que mal dans un cadre glacio-eustatique ; mais dans le détail le schéma classique s'applique mal : pour cimenter le rivage de 60 m, il a fallu une régression en période chaude ; par contre le haut niveau normanien de 30 000 ans avant nous est en période froide. On doit donc admettre, soit que le glacio-eustatisme a pu être dominé par des glaciers n'obéissant pas aux variations climatiques de notre hémisphère, soit que les variations du niveau des mers sont dues en partie à une cause autre que le glacio-eustatisme, par exemple à des variations dans le temps de l'intensité régionale de la pesanteur.

On aura remarqué que les traces de littoraux anciens sont plus abondantes sous la mer qu'à terre. Tout se passe en effet comme si l'état de "régression modérée" était plus habituel, à l'échelle du Quaternaire, que l'état actuel de "transgression", et comme si la mer se tenait le plus souvent vers - 40 ou - 50 m, pour monter parfois jusqu'au niveau actuel, et descendre parfois jusqu'à l'accore.

1 - Fisk (H.N.) & McFarlan (E.), 1955, Late Quaternary deltaic deposits of the Mississippi River, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 62, pp. 279-302.

Chapitre III

L'héritage tertiaire

Résumé. L'inventaire des renseignements disponibles sur le Tertiaire montre qu'il s'agit d'abord de dépôts éocènes directement transgressifs sur le socle, plissés, faillés et fortement érodés. En discordance reposent sur eux des sédiments oligocènes et miocènes de plus en plus restreints à la partie externe du plateau continental, où le Pliocène, discordant, est limité à une frange étroite près de l'accore. L'interprétation de ces observations suppose l'alternance de crises tectoniques et de phases de sédimentation calme. L'Eocène fossilise la pénéplaine façonnée après la crise tectonique pré-pyrénéenne, puis est déformé par la crise pyrénéo-provençale. Les reliefs structuraux auxquels il donne alors naissance sont fossilisés par l'Oligocène et le Miocène inférieur, puis exhumés lors de la crise tectonique et climatique ponto-plio-quaternaire au cours de laquelle se forment les grands traits du paysage actuel, notamment les vallées.

La dynamique actuelle a permis de rendre compte de la mise en place des sédiments fins et du maintien des sédiments grossiers reliques, ainsi que de la conservation ou de l'entretien de formes telles que les vallées ou les escarpements ; l'alternance, au Plio-Quaternaire, de périodes d'exondation généralisée et de périodes de submersion a permis d'expliquer le façonnement des vallées, le modelé des escarpements, la répartition des sédiments grossiers et la médiocrité des dépôts récents.

Mais tout ce qui est expliqué n'est qu'épidermique. Il reste à comprendre pourquoi le précontinent présente une disposition zonée, avec des régions périlittorales accidentées, armées par une échine rocheuse prélittorale parallèle au rivage, et un plateau continental à très faible énergie de relief, terminé par une rupture de pente généralement brutale, au-delà de laquelle l'escarpement continental est très diversifié.

Une telle disposition n'est pas en effet si habituelle sur les précontinents bordant de vieux socles : souvent le "plateau continental" proprement dit, à faible énergie de relief, occupe toute la largeur de la plateforme continentale ("continental shelf", cf. p. 243) ; quand les roches du socle forment, en avant de la terre ferme, des reliefs immergés, il est rare qu'elles soient accompagnées, au large, par des reliefs taillés dans des roches sédimentaires ; quant à l'accore, si sa brutalité est chose ordinaire, il n'est pas si fréquent qu'y coexistent des interfluves à pente constamment croissante et des canyons dont la pente décroît constamment une fois passée la brutale rupture de pente sommitale.

Or, plusieurs indices donnent à penser qu'au Secondaire cette région-ci ne s'est pas comportée différemment des autres précontinents bordant de vieux socles : c'était, apparemment, un plateau continental en pente douce, bordé et prolongé à terre par une plaine littorale, et, au large, passant par une accentuation progressive de la pente à un escarpement continental où l'accrétion dominait ; des couches sédimentaires à peu près concordantes entre elles, s'épaississant vers le large grâce au jeu permanent de la flexure continentale, y construisaient peu-à-peu un prisme sédimentaire.

L'originalité actuelle serait donc due à une évolution particulière, pendant le Tertiaire, et en particulier à des mouvements tectoniques, modérés certes, mais suffisants pour rompre l'unité antérieure. Ce sont les modalités et les effets de ces mouvements que ce chapitre tente de clarifier.

SECTION I

DONNEES DISPONIBLES SUR LA MORPHOGENESE TERTIAIRE

L'analyse des renseignements que nous avons sur la morphogénèse tertiaire comportera successivement un inventaire objectif des affleurements et des indications recueillies sur la stratigraphie et la tectonique des roches tertiaires (1), puis un regroupement des indices que ces observations fournissent sur l'histoire géomorphologique.

A partir de ces données, la section suivante proposera un modèle de l'évolution du précontinent au cours du Tertiaire.

§ 1. DISPOSITION DES AFFLEUREMENTS ET DES COUCHES.

Les roches tertiaires sont connues sur le précontinent dans quatre types de gisements :
- dans la dépression prélittorale, comme des reliques exiguës conservées à la faveur d'effondrements,
- dans les fonds de 50 à 90 m, comme des affleurements assez étendus au large des limites du socle,
- sur le plateau continental médian et externe, comme des couches dépassant rarement de la couverture meuble et observées surtout par la réflexion sismique,
- sur l'escarpement continental, comme des couches observées en sismique et saillant parfois au flanc des entailles sous la forme de corniches.

A. Le Tertiaire de la dépression prélittorale.

Les affleurements sont rares et de petite taille, sauf celui de Gâvres, le plus anciennement connu, qui se trouve entre 5 et 20 m de profondeur, depuis l'avant-plage du tombolo de Gâvres jusqu'à la Basse du Guihel ; le gisement de la Baie du Pouldu, vers 35 m de profondeur, est le seul autre gisement parfaitement démontré, ayant fourni des échantillons ; la présence de galets de roches tertiaires, ou parfois de nummulites libres dans le sédiment, ou la nature des échos en réflexion sismique permettent de supposer l'existence d'autres gisements peu étendus, l'un au large du tombolo de Quiberon (Penthièvre) vers 5 m de profondeur, le second au large de Trévignon (fig. 96, ci-dessous) vers 30 m de profondeur et le troisième au Sud de Mousterlin, vers 10 à 15 m de profondeur.

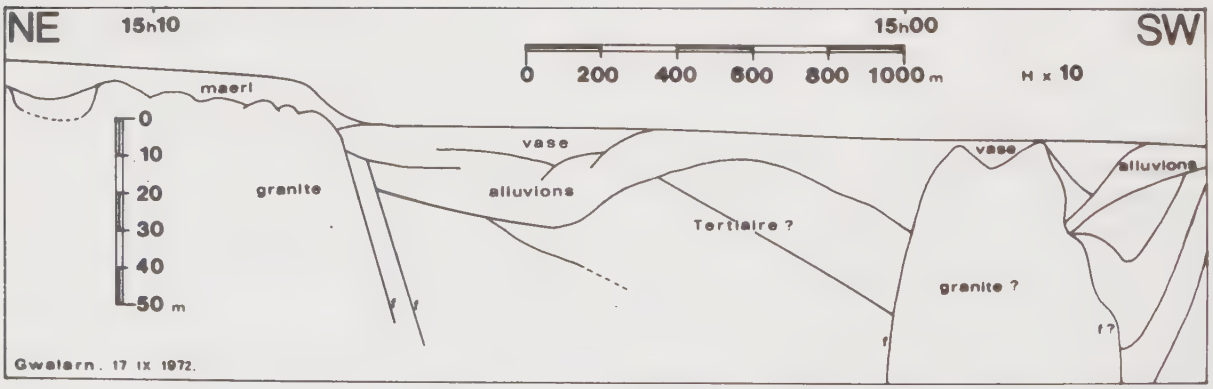


Fig. 96 - Coupe-temps interprétative d'un profil sismique au large de Trévignon (en direction de Penfret).
- Time-section : schematization of a seismic reflection record, off Trévignon (towards Penfret).
L = 1/20 000 ; H = 1/2 000 ; H x 10.
Sous la vase et le maerl actuels, des alluvions quaternaires masquent une structure complexe : entre des roches du socle dénivelées par failles, les couches tertiaires ont été basculées ou ondulées (pendage atteignant 11 %).
Under present mud and maerl, quaternary alluvions hide a complex structure : between basement rocks made uneven by faults, tertiary sedimentary beds have been tilted or ondulated (dip reaching 1 in 9).

1 - Cet inventaire est l'œuvre conjointe d'Yann Delanoë et de moi-même, et utilise en outre des données publiées antérieurement par Louis Dangeard, René Abrard et Suzanne Durand, ainsi que celles (prélévements, profils sismiques ou déterminations) qui nous ont été fournies ou ont été publiées antérieurement par divers collègues que nous tenons à remercier : Patrick Andreieff, Gilbert Boillot, Gian Lupo del Bono, Philippe Bouysse, Alain Dieucho, Robert Horn, Jean-Pierre Lefort, Jean-Pierre Margerel.

La réflexion sismique indique pour la plupart de ces lambeaux un pendage vers le Sud-Ouest (1), les couches venant buter chacune contre une faille importante (20 à 40 m de rejet) formant le flanc Nord de l'échine rocheuse prélittorale ; pour le gisement de Mousterlin, cette faille sépare le petit bassin tertiaire du bloc soulevé qui porte l'Ile aux Moutons. Les couches sont également hachées par des failles mineures, de quelques mètres de rejet, et l'épaisseur du Tertiaire peut dépasser la vingtaine de mètres dans les compartiments le plus effondrés. Les lambeaux conservés semblent donc être les restes d'une couverture à peu près continue, qui n'a été préservée que localement, dans des bassins d'effondrement.

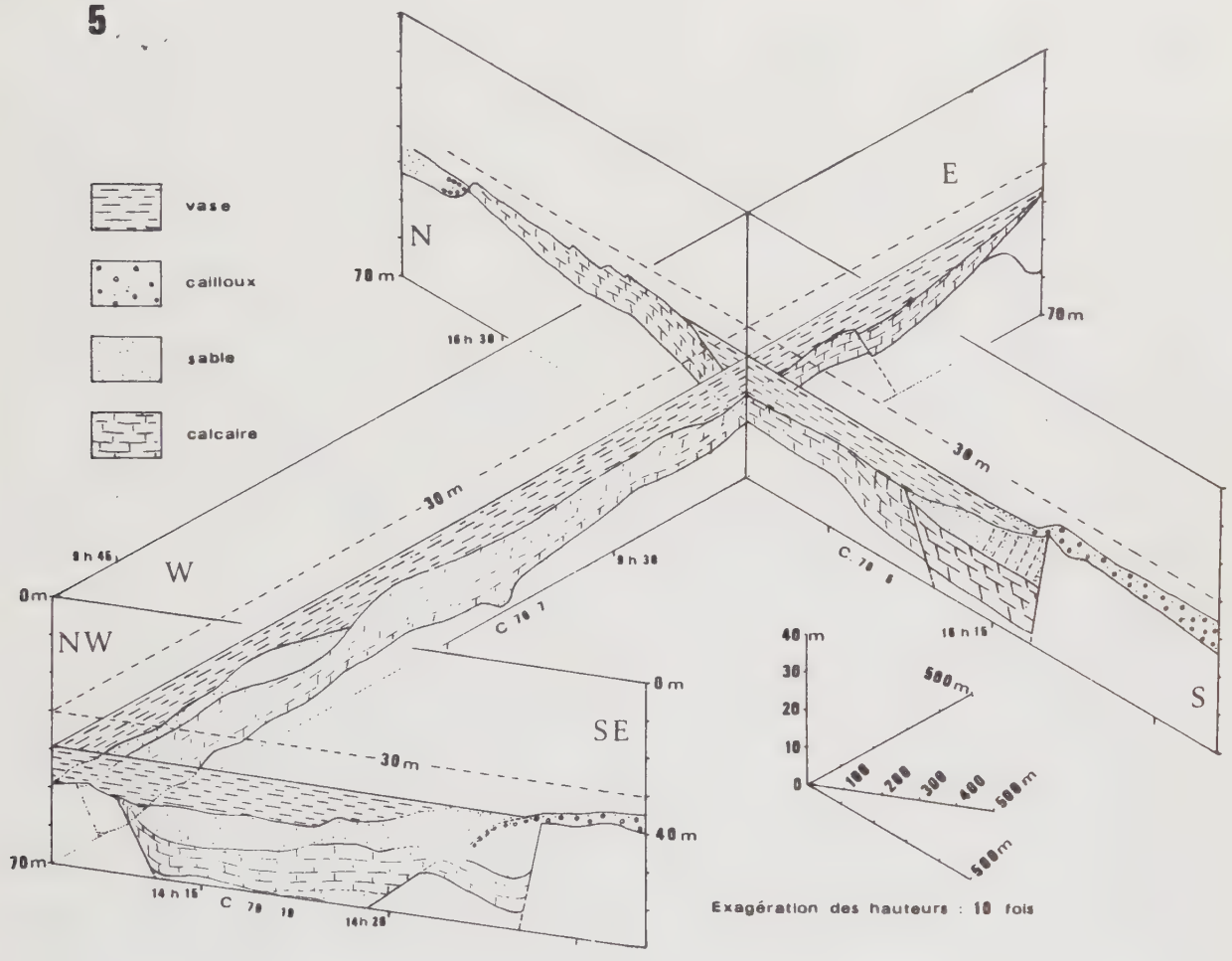


Fig. 97 - Diagramme interprétatif de quelques profils sismiques en Baie du Pouldu. L = 1/20000.
Interpretation of seismic reflection profiles in Baie du Pouldu. H = 1/2000 ; H x 10.
Tiré de (1) où l'on trouvera la carte de localisation. From (1) where is a location map.

Les affleurements et les éléments épars sont le plus souvent des lumachelles ou des sables nummulitiques, datés du Lutétien supérieur (Biarritzien), notamment à Gâvres et au Pouldu, mais on trouve également de l'Yprésien près de la côte devant Gâvres, et des roches dolomitiques azoïques indatables (qui sont peut-être du Bartonien) au pied de la Basse du Guihel. Sous Mousterlin, l'une des couches observées en réflexion sismique fournit un écho dont les caractéristiques font penser à des argiles ou à des marnes.

Ces gisements de la dépression prélittorale sont donc très comparables à ceux des terres émergées, qu'ils prolongent parfois presque directement (comme à Gâvres). Plus souvent, l'ancienne continuité, très probable, a été rompue par les cassures postérieures, comme entre le gisement au Sud

1 - Delanoë (Y.), Dieucho (A.) & Pinot (J.-P.), 1972.

de Mousterlin et celui de la cuvette de Toulven [1], dont on se souvient qu'à Menez-Bily il comporte des argiles datant vraisemblablement de l'Eocène supérieur [2].

Les conditions de mise en place de ces dépôts conservés localement dans la dépression prélittorale, et dont l'épaisseur est toujours modeste, sont généralement littorales, ou, pour le Biarritzien, pré-littorales de faible profondeur. Devant Gâvres, dans l'Yprésien, les couches de lumachelle alternent avec des couches de sables à nummulites (cf. p. 129), ce qui semble indiquer que de temps à autre les dépôts sableux de l'avant-plage venaient recouvrir les dépôts coquilliers de la plateforme continentale. Ces dépôts peuvent donc probablement être considérés comme le prolongement en mer, sous un autre faciès, des grès ladères (d'ailleurs rares dans la région) dont ils sont approximativement contemporains (2, p. 66).

B. Le Tertiaire des fonds de 50 à 90 m.

Du Suroît de Belle-Ile au Suroît de Penmarc'h, une centaine de chicots rocheux accidentent (et protègent) la Vasière du large (cf. fig. 100, pl. XV, pp. 232-233). Certains sont étendus, puisque l'un d'eux a 18 km de longueur sur 4 ou 5 km de largeur maximale. Leur commandement atteint souvent 10 m, parfois 12 à 15 m. Les affleurements sont disposés en traînées d'orientations variées, qui paraissent refléter une structure complexe. Les moins profondes de ces "roches" sont au bord même du massif ancien, à la retombée de l'échine rocheuse prélittorale, dans les fonds de 50 à 55 m (et même dès 45 m au Sud-Est du massif de Glénan). Les plus étendues sont vers 80 ou 90 m, et il n'en est presqu'aucune dont la base soit à plus de 95 m de profondeur. Plus au large, il ne semble plus y avoir que quelques pointements minuscules, et des nummulites libres éparses dans les dragages. L'aire occupée par ces affleurements a donc la forme d'un triangle dont les trois sommets seraient Karreg Koat Kersaoz, Groix et le Trou Ouest de Goulphar ; mais les affleurements se continuent en deux traînées parallèles plus au Sud-Est, en contournant Belle-Ile dans la région étudiée par Vanney [3].

La déformation de ces couches sédimentaires par des mouvements tectoniques ultérieurs est discernable dès le stade des sondages bathymétriques [4] ; mais la complexité de ces mouvements a interdit d'en comprendre l'organisation avant qu'aient été faits des levés en réflexion sismique. Ceux-ci ont, depuis lors, permis de reconnaître deux familles de déformations :

- des ondulations, orientées Est-Ouest ou Est-Sud-Est - Ouest-Nord-Ouest ; elles sont fréquemment dissymétriques, et parfois les pendages sont exagérés par la présence de failles mineures ; l'écart entre anticlinaux successifs est de l'ordre de 10 à 15 km, et la dénivellation d'un même horizon entre le sommet de l'anticlinal et le fond du synclinal voisin est habituellement comprise entre 40 et 90 m ; le long de leurs axes, anticlinaux et synclinaux connaissent des variations de niveau assez marquées, à tel point qu'on peut localement parler d'une structure en dômes (cf. p. 205) et en cuvettes ; ces caractères tectoniques sont donc très voisins de ceux qui affectent l'Eocène du Bassin Parisien, par exemple aux alentours du Bray de Longuesse (à l'Ouest de Pontoise);
- des failles indépendantes des ondulations, et dont la plupart sont orientées Nord-Ouest - Sud-Est ; elles ont un rejet beaucoup plus important que celles qui se bornent à exagérer les ondulations ; ce rejet atteint localement 150 m pour celle qui borde le socle à l'Ouest de Belle-Ile ; elles compliquent beaucoup l'interprétation des enregistrements de réflexion sismique, parce qu'elles rompent la continuité des réflecteurs à tel point que l'on est obligé de chercher des affleurements de calage pour chacun des compartiments.

La stratigraphie est donc délicate à établir, d'autant que sur la centaine d'échantillons de roche dont nous disposons le tiers seulement comportait une microfaune datable. Le contact avec le socle est presque toujours faillé, et ce n'est qu'à Bonneten que l'on peut observer le recouvrement du massif ancien par la couche de base du Tertiaire : c'est, là, un grès de dureté variable ; parfois, extrêmement dur, quartzite, à fantômes de nummulites, il forme une cuesta de quelques mètres ; parfois il est beaucoup plus tendre et non fossilifère ; il est interstratifié avec des bancs de calcaire fossilifère,

1 - Guilcher (A.), 1948, pp. 172-179.

2 - Choux (J.), Durand (S.) & Milon (Y.), 1960, Observations nouvelles sur la constitution et l'évolution de la cuvette de Toulven (Finistère), Bull. Soc. géol. minér. Bret., (n.s.) (1) : 19-69 (pp. 45-47).

3 - Vanney (J.-R.), 1969, fig. 29, p. 132.

4 - Pinot (J.-P.), 1966 f, p. 13.

dont la microfaune est peu caractéristique et ne permet pas de datation précise ; un second banc de grès dur, situé stratigraphiquement une trentaine de mètres plus haut, donne une seconde cuesta à trois ou quatre km plus au Sud-Ouest ; l'ensemble de ces bancs me paraît susceptible de représenter l'Yprésien.

Le Biarritzien est bien représenté par une lumachelle coquillière, à nombreuses nummulites, dont les échantillons ont été déterminés par Patrick Andreieff ou Jean-Pierre Margerel. Malgré sa fragilité dans les conditions actuelles (cf. pp. 132 à 135) cette roche, dont la puissance paraît atteindre une quarantaine de mètres, forme plusieurs lignes de relief, à vrai dire assez démantelées.

La plupart des affleurements de grande taille sont formés d'une dolomie azoïque, très résistante, peu taraudable, que l'on ne peut dater faute de microfaune, mais que la réflexion sismique montre être postérieure au Biarritzien ; il ne me semble pas abusif d'attribuer cette formation au Bartonien, jusqu'à preuve du contraire.

Enfin une couche dure, entourant le Trou du Beg ar Men, assez démantelée, n'a pas fourni d'échantillons datables ; elle est probablement plus récente que les dolomies, mais ce n'est pas certain, car la continuité des réflecteurs sismiques est brisée par une faille majeure le long de la Coursive à Mathurin et il peut ne s'agir que d'une récurrence des dolomies, sous un faciès un peu différent.

Ces quatre couches dures, séparées par des couches tendres sur lesquelles les informations manquent, sont disposées à peu près en concordance, et représentent probablement un épisode marin continu à travers la majeure partie de l'Eocène, ou interrompu seulement par un retrait mineur au cours du Lutétien inférieur et moyen. Un cinquième étage est représenté très localement, dans le Trou Ouest de Goulphar : il s'agit du Stampien, qui a fourni une marne coquillière remblayant en partie un bray taillé dans l'anticlinal principal. Ce dépôt, incontestablement en place puisque Monsieur Georges Duic, patron d'un chalutier de Gâvres, en a chaluté de nombreux débris pesant au total près d'une demi-tonne - il ne peut donc s'agir d'éléments transportés - est d'une très grande importance pour l'histoire morphogénétique, puisqu'il implique que le dégagement des formes structurales (et a fortiori les ondulations) sont antérieurs à la fin du Stampien.

Comme les dépôts de la dépression prélittorale, ceux des fonds de 50 à 90 m reflètent des conditions littorales ou prélittorales de dépôt ; sauf à Bonneten, il ne s'agit pourtant pas de littoral au sens strict, ni même d'avant-plage ; mais tout semble indiquer que les dépôts se sont mis en place sous une faible épaisseur d'eau, une vingtaine de mètres peut-être.

Les liens avec les dépôts de la dépression prélittorale sont donc nets : tout se passe comme si, à l'Eocène, la plateforme continentale avait lentement plongé vers le large depuis un rivage bordant une plaine ou une pénéplaine côtière. On doit, de plus, rapprocher ces dépôts, ici situés vers 50 à 90 m, de ceux qui existent plus à l'Ouest (ar Vein, 4° 35' W Gr., 110 m de profondeur ; roches reconnues par la Pelagia en 1966 et échantillonnées par Gilbert Boillot en 1970, 4° 50' à 5° W Gr., 130 à 135 m de profondeur) ou plus à l'Est (voir toute la série des affleurements de Lutétien supérieur reconnus par Jean-René Vanney ; y joindre les affleurements de la Baie de Bourgneuf, de Challans, de Machecoul, etc...). Tous ont à peu près le même faciès et semblent refléter un dépôt vers une vingtaine de mètres de profondeur ; ils sont aujourd'hui répartis à des niveaux qui vont d'une vingtaine de mètres d'altitude à 135 m de profondeur, ce qui paraît témoigner d'un basculement important, vers l'Ouest, affectant toute la région située au Sud d'une grande faille, ou plus probablement d'un faisceau de failles, longeant du côté du large l'échine rocheuse prélittorale [1]. Ce basculement semble devoir être mis en parallèle avec l'approfondissement de l'accore, du Sud-Est vers le Nord-Ouest : tout le plateau continental aurait ainsi été affecté par ce mouvement.

C. Le Tertiaire du plateau continental médian et externe.

Une fois passée l'isobathe de 95 m, les affleurements deviennent très rares, et il ne s'agit que de chicots de très petite taille, parfois acérés si l'on en juge par les dégâts causés aux chaluts (cf. p. 44), mais très difficiles à retrouver pour y prélever des échantillons. La roche n'est généralement pas bien loin en profondeur, si l'on en juge par les échos obtenus en réflexion sismique, mais elle est, au moins en été, voilée par une couverture sableuse, ou parfois vaseuse, assez épaisse pour ne pas être traversée aisément par le carottier ; il est, de ce fait, difficile de caler les réflecteurs sismiques sur des échantillons de roche.

La structure du Tertiaire du large est surtout connue par les levés en réflexion sismique.

1 - Boulanger (D.), Rouvillois (A.), Pinot (J.-P.) & Streiff (G.), 1968, p. 222.

Dans les grandes lignes, il s'agit d'un prisme sédimentaire formé de couches successives à peu près concordantes entre elles qui vont en s'épaississant vers le large et dont les plus anciennes ont donc un pendage plus marqué. On trouvera une bonne série de profils d'ensemble, depuis le front des reliefs continentaux jusqu'à l'accore, dans la publication structurale du B.R.G.M. (1).

Mais dans le détail la structure est beaucoup plus complexe, et le "prisme sédimentaire" est loin d'être parfait. Les transgressions successives se sont étendues plus ou moins loin sur la marge continentale et leurs dépôts ont été plus ou moins érodés avant l'arrivée de la transgression suivante ; c'est pourquoi la roche qui, dans cette région, couvre immédiatement la bordure du massif ancien est généralement d'âge éocène : les traces des transgressions antérieures ont été effacées presque totalement avant l'Eocène, et ce n'est que dans l'Ouest de Sein que l'on voit apparaître localement le Sénonien (2) ; au-dessus de l'Eocène, les transgressions ultérieures ont laissé des couvertures de plus en plus limitées à la partie externe du plateau, bien que des traces d'extensions plus grandes subsistent çà et là (comme le Stampien du Trou Ouest de Goulphar) ; c'est ainsi que le Pliocène n'est connu avec une épaisseur mesurable en réflexion sismique qu'au Sud du Prunier : il occupe là une quarantaine de km de largeur sur le plateau continental externe, et c'est à peu près son maximum de largeur ; son extension sous la forme d'un dépôt continu est moindre à l'Est et à l'Ouest, où il ne recouvre complètement que les dix ou vingt km les plus externes. Sous la forme de remplissages discontinus dans des vallées, les témoins de la transgression redonienne se trouvent au contraire (cf. fig. 100, p. 226) épars sur une aire très vaste, qui semble refléter l'existence à cette époque d'une gouttière ligérienne orientée Nord-Est - Sud-Ouest de part et d'autre de l'estuaire actuel de la Loire, et dont on sait que beaucoup d'auteurs la font obliquer vers le Nord à travers le massif Armoricain oriental pour rejoindre la Manche (3).

Les phases de ravinement qui s'insèrent entre les dépôts transgressifs successifs, et qui sont solidement attestées par la fossilisation partielle de reliefs différenciés par le Stampien d'une part, et par le Redonien d'autre part, sont probablement responsables de la vigueur de certains réflecteurs sismiques, situés à l'interface séparant de la couche transgressive la couche vannée et indurée par un séjour à l'air libre. Le meilleur réflecteur sismique a été ainsi attribué (1) à la phase d'érosion antérieure au dépôt du Miocène inférieur (Aquitanien). On doit toutefois noter que si le ravinement est bien marqué au voisinage des marges de chaque dépôt transgressif, les discordances angulaires sont généralement faibles dans la masse même des dépôts, et se distinguent mal des variations d'épaisseur dues aux conditions de dépôt des couches ou à une tectonique syn-sédimentaire.

Le modèle du "prisme sédimentaire" suppose que les couches soient de plus en plus épaisses vers le large et que les couches les plus anciennes soient en plus fort pendage que les récentes. Ce schéma est, dans la réalité, perturbé à presque toutes les époques du Tertiaire. Tantôt une couche, une fois dépassée la zone marginale où les variations d'épaisseur sont sensibles, garde une épaisseur presque constante jusqu'à proximité de l'accore, ou même s'amincit vers l'accore : c'est le cas pour la couche comprise entre le réflecteur dit "horizon A" (1) et attribué à la base de l'Aquitanien et le réflecteur que je crois être la base du Pliocène, sur un profil levé en flexotir par le Térébel le 2 juin 1969 (4) ; on constate que cette couche, qui paraît avoir (si la vitesse du son y est de 2000 m/s) 250 m d'épaisseur au point observé à 13 h 00 (cf. fig. 98, p. 225) n'a plus, à l'accore, à 10 km de là, que 200 m d'épaisseur. On peut observer les mêmes variations pour l'Eocène sur les profils 20790, 20970 et 21030 du B.R.G.M. (1) ; ce type d'évolution de l'épaisseur vers le large relève plutôt du modèle des "deux géosynclinaux" dans lequel l'accore forme une ligne de moindre sédimentation, séparant un miogéosynclinal formé par la sédimentation sur le plateau continental médian d'un eu-géosynclinal formé par la sédimentation à la base de l'escarpement continental. Ce modèle à deux bassins de sédimentation séparés par une crête de moindre dépôt est bien représenté à l'Ouest de 5° W Gr., où la barrière est constituée (1) par un horst orienté Nord-Ouest - Sud-Est comme les grandes failles qui limitent le massif ancien à l'Ouest de Belle-Ile. Tantôt, les couches les plus récentes ont un pendage nettement plus

1 - Bouysse (Ph.) & Horn (R.), 1971.

2 - Andreieff (P.), Boillot (G.), Bugé (E.) & Gennesseaux (M.), 1969.

3 - Pomerol (Ch.), 1972, Pliocène, Encyclopaedia Universalis, 13 : 170-173.

4 - Yann Delanoë et moi tenons à remercier l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco, et notamment MM. Pierrot et Rebuffatti de nous avoir communiqué le profil sismique levé par le Térébel entre La Corogne et Lorient, et de nous avoir autorisés à en faire état.

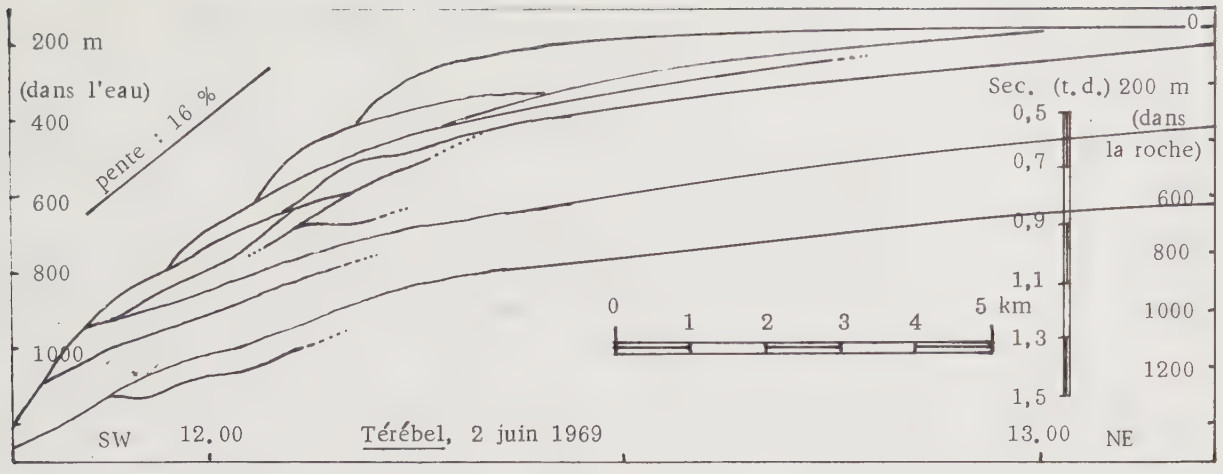


Fig. 98 - Coupe-temps interprétative d'un profil sismique du Térébel, à l'accore, au canyon de Belle-Ile.
Time-section : schematization of a seismic reflection record by O. S. S. Terebel, at the shelf-break, head of Belle-Ile canyon. cf. p. 224, note 4.
L = 1/100 000 ; H = 1/20 000 dans l'eau, 1/27 300 dans la roche à 2 000 m/s ; H x 5 ou 3,6.

fort que les couches les plus anciennes, comme si une nappe de sédiments au front abrupt ("foreset beds" des auteurs anglophones) avait progressé sur une surface en pente douce : c'est le cas habituel pour les dépôts pliocènes récents et quaternaires dans les 10 km les plus proches de l'accore, comme on le voit sur les profils schématisés dans la publication du B.R.G.M. (cf. p. 224, n. 1), sur le profil du Térébel (cf. fig. 98, ci-dessus) et sur la plupart des profils qu'Yann Delanoë et moi avons levés et qui seront publiés ultérieurement.

Les roches présentes sous le plateau continental médian et externe ne peuvent pas être datées avec certitude, car les affleurements sont rares et le plus souvent masqués par des sables actuels. On doit donc procéder par comparaison et extrapolation. Bouysse et Horn (cf. p. 224, n. 1) ont attribué avec beaucoup de vraisemblance leur "horizon A" à la couche de base de l'Aquitanien, argument pris de ce que la trace superficielle de l'horizon A sépare, assez loin au Nord-Ouest, les affleurements d'Eocène de ceux d'Aquitanien reconnus dans l'Ouest-Sud-Ouest de Sein. Si, comme je le crois, la Vasière du large occupe l'emplacement d'une dépression taillée dans les marnes stampiennes, entre les dernières roches d'Eocène de l'isobathe de 95 m et la trace de l'horizon A, celui-ci marquerait le contact entre le Stampien et l'Aquitanien.

L'Helvétien, qui existe plus au Sud-Est (Vanney, 1969, p. 158) ne présente pas dans cette région-ci de reliefs apparents, à moins qu'on ne puisse lui attribuer quelques "croches élevées" (cf. p. 44) qu'il ne nous a pas encore été possible d'échantillonner. Il est donc possible qu'à la différence de la transgression aquitanienne dont le rivage semble avoir eu une direction générale Nord-Ouest - Sud-Est, la transgression helvétienne ait été limitée par un rivage Est-Ouest dans la région pro-ligérienne, comme si déjà s'était dessinée alors la gouttière pro-ligérienne qui fut si marquée au Pliocène.

Enfin, le seul échantillon daté, obtenu par carottage au Prunier (cf. fig. 89, p. 193) est une marne redonienne qui remblaie une vallée visible en réflexion sismique, notamment sur la bande obtenue par le Térébel, vallée qui semble longer la limite Nord du Pliocène épais caractéristique du plateau continental externe. Ce Redonien est très comparable à celui du Pays Nantais, comme faciès, comme microfaune et comme site ; on peut interpréter cette ressemblance soit comme l'indice d'un bouleversement tectonique considérable qui aurait dénivelé de 165 m (135 m de profondeur au Prunier, 30 m d'altitude à Falleron [1]) des dépôts initialement mis en place à peu près à la même profondeur, soit comme l'expression des variations rapides du niveau de la mer au cours du Redonien, telles que pendant cette brève période des dépôts presqu'identiques aient pu se mettre en place successivement vers 30 m d'altitude et vers 135 m de profondeur. Plus probablement, les deux phénomènes ont joué conjointement.

1 - Ters (M.), Brébion (P.), Bugé (E.), Chevalier (J.-P.), Lauriat (A.) & Margerel (J.-P.), 1970, Le Redonien de la région de Palluau (Vendée), Bull. B.R.G.M., 2ème série, 2 : 1-26 (cf. p. 5).

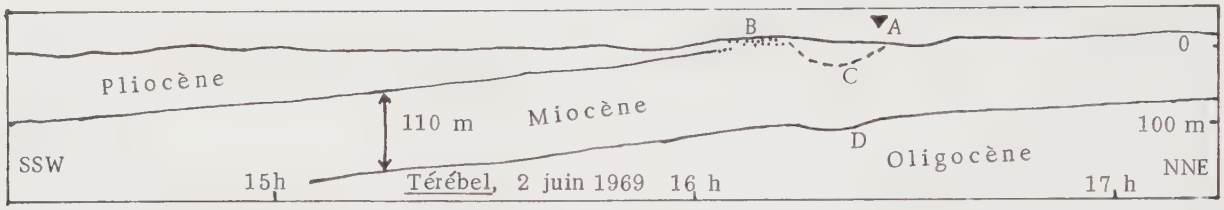


Fig. 99 - Coupe-temps interprétative montrant la position du Redonien du Prunier, en remblai de vallée.
Time-section : schematization of seismic profile showing the Redonian, at Prunier, filling a valley.
L = 1/200 000 ; H = 1/10 000 dans la roche à 1 800 m/s ; H x 20.
A = Echantillon de Redonien - Redonian sample ; B = Cordon littoral - Sand spit (fig. 89, p. 193)
C = Vallée comblée de Redonien ; valley filled with Redonian ; D = Artefact dû à une propagation des ondes moins rapide dans le Redonien (1 500 m/s ?) que dans le Miocène (1 800 m/s ?)
Artifact due to wave-propagation slower in Redonian (1 500 m/s ?) than in Miocene (1 800 m/s ?).

L'ensemble des indications d'âge recueillies ou inférées sur le plateau continental permet de proposer, comme base de discussion et de réflexion, le schéma de répartition des affleurements présenté ci-contre (fig. 100) :

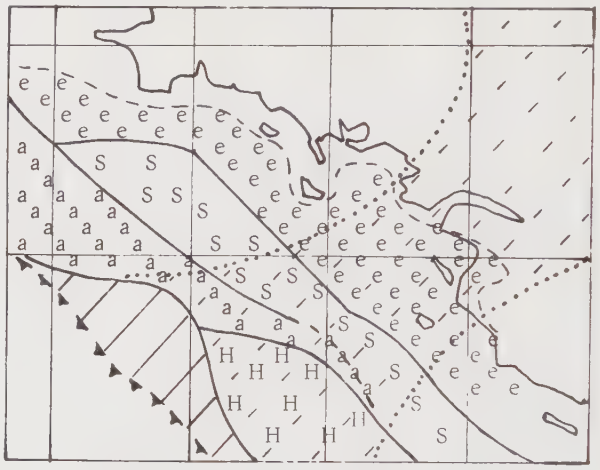
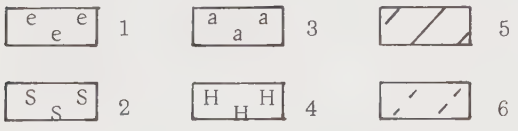


Fig. 100 - Schéma de répartition des affleurements tertiaires sur le plateau continental. 1/4 000 000.
Schematic map of the distribution of tertiary outcrops on continental plateau.
1 = Eocène ; 2 = Stampien ; 3 = Aquitanien ; 4 = Helvétien ; 5 = Redonien marginal, épais - Redonian, thick, on margins ; 6 = Redonien remblayant des vallées - Redonian, sparse, filling valleys.



Les liens des dépôts tertiaires du plateau continental médian et externe avec ceux du plateau continental interne, de la dépression prélittorale et des terres émergées sont malaisés à établir : on ne peut rien dire des faciès faute d'échantillons, et la présence de quelques failles complique l'identification des réflecteurs à partir d'affleurements situés à plusieurs dizaines de km. Il est même possible qu'il y ait quelques pointements de Lutétien, appartenant aux mêmes couches que les roches du Banc Bertin, au large de la faille qui limite l'aire de répartition des reliefs principaux de cet âge.

D. Le Tertiaire de l'escarpement continental.

Les affleurements sont rares, et les échantillons obtenus sont extrêmement rares. Plusieurs corniches, observées au flanc des canyons ou parfois des ravins, ont fourni des échantillons de roche, et il est probable que les autres corniches représentent de même l'affleurement de bancs de roches dures.

Les données disponibles en réflexion sismique sont peu abondantes, souvent discontinues, et comme la plupart des tracés ont été choisis alors qu'on ne disposait pas de carte bathymétrique correcte, ils ont souvent été implantés dans des régions à forte énergie de relief (sur des flancs de canyons, par exemple) où de nombreux échos parasites sur le fond des vallées ou les sommets des collines viennent compliquer la lecture des enregistrements. De plus, la quasi-totalité des profils ont été tracés perpendiculairement à l'accore, pour avoir plus vite des résultats "caractéristiques" et on ne dispose pratiquement d'aucune coupe longitudinale. Enfin, les positionnements sont souvent incertains, avec des erreurs atteignant parfois 4 ou 5 milles nautiques, erreurs que l'on peut déceler en comparant le profil du fond avec les minutes de sondage du S.H.O.M., mais qu'il est très difficile de corriger à l'aide de la seule bathymétrie. On trouvera les principaux profils sismiques concernant l'escarpement dans le premier volume de l'"Histoire structurale du Golfe de Gascogne", 1971.

L'allure générale des couches est un pendage de plus en plus marqué vers le large, avec une concordance approximative entre les couches successives. Certains des réflecteurs semblent se prolonger par des surfaces substructurales (cf. fig. 98, p. 225) comme si les couches déposées ultérieurement avaient été entraînées vers le bas par des glissements en masse le long de plans de décollement formés par ces réflecteurs ; mais ces surfaces portent généralement un voile de sédiments récents qui interdit d'obtenir des échantillons de roche en place.

Les couches les plus anciennes semblent être moins accidentées que les plus récentes, dont la disposition est parfois très complexe dans le détail, peut-être à la suite de glissements ou de décollements réitérés. Des failles panamiennes, que l'on pourra peut-être suivre sur de longues distances quand on aura assez de profils et qui pourraient bien être, comme on l'a déjà suggéré (1) obliques par rapport à la direction d'ensemble de l'escarpement, transforment celui-ci en une sorte d'escalier (2) et empêchent de suivre les réflecteurs jusqu'aux points d'affleurement.

Dans la région étudiée, on n'a pas signalé jusqu'ici de remontée en horst du socle au bas de l'escarpement, alors que ce type de structure est fréquent au-delà du canyon d'Audierne (6° W Gr.) comme l'ont montré divers travaux (3).

Les rares échantillons obtenus, dont il n'est pas toujours certain qu'ils aient été pris en place, et que l'on peut rarement relier avec certitude aux réflecteurs sismiques, sont d'âges variés (cf. fig. 24, p. 36) avec même de l'Albo-Aptien ; le plus souvent, pourtant, il s'agit de Néogène : Miocène indifférencié ou Burdigalien, dans la majeure partie des cas, Pliocène dans le canyon d'Audierne. Les faciès ne sont pas fondamentalement différents de ceux de la plateforme continentale, et le dépôt meuble semble s'être opéré, dans presque tous les cas, sous des épaisseurs d'eau caractéristiques de la plateforme plutôt que de l'escarpement ; il est vrai que les critères utilisés pour définir les profondeurs de dépôt sont, à mon avis, à remettre totalement en cause. Néanmoins, les rares prélèvements datés confirmeraient plutôt le modèle du prisme sédimentaire, avec affaissement progressif du plateau continental externe et du haut de l'escarpement, sous le poids de la sédimentation nouvelle ; un affaissement de ce type rendrait bien compte, d'ailleurs, du décollement ultérieur (dû à l'accentuation de la pente superficielle et du pendage des couches enfouies, les deux atteignant ou approchant le seuil critique de 18 % que j'ai proposé ((p. 62)) pour la remise en mouvement des sédiments pélitiques compactés) de couches qui étaient restées stables depuis longtemps. C'est, en somme, la flexure continentale qui n'a pas cessé de jouer.

§ 2. ELEMENTS D'HISTOIRE MORPHOGENETIQUE.

Les faits exposés aussi objectivement que possible dans le § 1 permettent de dégager avec certitude un certain nombre de points de l'histoire du façonnement des formes actuelles du terrain. Ils fournissent aussi des indications sur les mécanismes responsables des événements successifs. A partir de ces deux types de données on pourra tenter une reconstitution plus hypothétique de l'ensemble de l'évolution du paysage à partir du début du Tertiaire.

A. Indications sur les caractères des diverses phases.

En prenant les faits dans l'ordre chronologique, on peut dresser le bilan suivant :

1/ Le dépôt des sédiments éocènes a été précédé d'une phase érosive vigoureuse, qui a effacé à terre et jusqu'au plateau continental médian les traces des phases antérieures de sédimentation. Cette érosion a donné la dernière touche à une surface d'aplanissement connue à terre sous le nom de pénéplaine éocène et qui se prolonge en mer assez loin vers le large, arasant les roches du socle (aujourd'hui masquées par les dépôts éocènes et plus récents) au moins jusqu'aux actuels fonds de 100 m.

2/ Les dépôts éocènes sont l'œuvre d'une phase de stabilité au cours de laquelle a dominé la sédimentation, qui s'est effectuée à terre sous la forme d'épandages sableux sur la pénéplaine (ces épandages ont parfois été consolidés en grès ladères) et en mer sous forme de sables littoraux (parfois grésifiés depuis comme à Bonneten) et de formations coquillières un peu plus au large.

1 - Bouysse (Ph.) & Horn (R.), 1971.

2 - Vanney (J.-R.), 1969, p. 169.

3 - Curray (J.R.), Moore (D.G.), Belderson (R.H.) & Stride (A.H.), 1966.
Montadert (L.), Damotte (B.), Delteil (J.-R.), Valéry (P.) & Winnock (E.), 1971.

3/ Avant le Stampien (et même assez longtemps avant puisqu'il faut la place de la phase suivante) est intervenue une phase tectonique caractérisée par des plissements affectant l'Eocène, probablement déjà accompagnés de grandes failles comme celle qui borde le socle à l'Ouest de Belle-Ile et qui est nécessairement contemporaine de l'anticlinal du Trou Ouest de Goulphar. Ces phénomènes compressifs peuvent être mis en rapport avec la phase tectonique pyrénéo-provençale.

4/ Pendant et après cette phase tectonique une érosion assez vigoureuse a sculpté dans les dépôts éocènes un ensemble de reliefs structuraux. Cette érosion peut être mise en rapport avec le dépôt dans la plaine abyssale des turbidites inférieures (cf. p. 76) qui en sont le "dépôt corrélatif".

5/ Pendant la période de calme tectonique qui a suivi, la transgression stampienne a fossilisé sous des dépôts marneux les reliefs structuraux encore frais ; puis la sédimentation s'est poursuivie pendant le Miocène inférieur sous des faciès plus résistants. Cette phase de calme peut sans doute être mise en rapport avec la reprise du dépôt de pélagites sur la plaine abyssale.

6/ Une autre phase tectonique, post-stampienne, est nécessaire pour rendre compte de la reprise d'érosion dans le Stampien, de son élimination presque totale (due à sa très faible résistance) et de l'exhumation de la topographie qu'il fossilisait ; toutefois, on doit placer cette reprise d'érosion le plus près possible de nous, pour expliquer que les formes structurales exhumées, qui ne sont pas très robustes, soient relativement bien conservées. La mise en route de cette phase d'érosion peut être mise en corrélation avec le début du dépôt des turbidites supérieures de la plaine abyssale, qui se poursuit jusqu'à nous.

7/ Cette phase tectonique comporte deux types de mouvements : d'une part des grandes failles orientées Nord-Ouest - Sud-Est, dont celle qui limite vers le Sud-Ouest les affleurements d'Eocène ; d'autre part l'approfondissement, à l'Est de la région étudiée, d'une gouttière pro-ligérienne éphémère (puisque l'Aquitanien est disposé conformément à la disposition actuelle du plateau, dont il ne s'est écarté que de l'Helvétien au Redonien).

8/ En dernier lieu, un basculement général du plateau vers l'Ouest ramène à la disposition préhelvétienne, tandis que les conditions climatiques et les variations incessantes du niveau de la mer interdisent toute sédimentation durable sur l'ensemble de la plateforme continentale.

B. Indications sur les mécanismes responsables.

Dans la mesure où l'alternance des crises et des périodes calmes est due plutôt aux mouvements tectoniques qu'aux variations eustatiques du niveau de la mer ou à celles du climat, il est plus commode de remonter des phénomènes récents, qui sont assez faciles à saisir, jusqu'aux phénomènes anciens.

1/ Le basculement récent du plateau continental vers l'Ouest peut être mesuré en se calant sur les deux flancs du plateau : d'une part l'accore dont on peut supposer - est-ce toutefois si sûr ? - qu'elle a, dans sa forme actuelle, été façonnée à l'horizontale est aujourd'hui dénivellée, puisqu'elle se trouve vers 135 ou 140 m au large de Rochebonne (par 3° 10' W Gr. et 45° 30' N, cf. Vanney, 1969, p. 28), vers 155 m au large de Belle-Ile (par 4° 30' W Gr. et 46° 30' N) et vers 170 m au-delà du canyon d'Audierne (par 6° W Gr. et 47° 20' N). D'autre part, au pied du système de failles qui borde l'échine rocheuse prélittorale, les dépôts éocènes sont également dénivelés (cf. p. 223). Le plongement de l'Eocène se fait deux ou trois fois plus vite que celui de l'accore, ce qui laisse supposer qu'une partie seulement du plongement de l'Eocène peut être mis en relation avec la part du basculement général du plateau qui est survenue depuis que l'accore a acquis sa forme actuelle.

On peut essayer de reconstituer l'état bathymétrique du plateau avant ce basculement en supposant que l'accore a été façonnée horizontalement à la profondeur de 120 m, et qu'à cette époque l'Eocène avait déjà accompli la moitié du mouvement qui l'éloigna de sa profondeur initiale de 20 m. Ce dernier postulat est d'autant plus plausible que l'on obtient ainsi des valeurs très proches de celles qui expriment le basculement récent de la dépression prélittorale, tel qu'on peut l'apprécier à partir des modifications récentes du réseau hydrographique [1]. Pour l'appliquer, j'ai donc considéré que là où l'Eocène est aujourd'hui à 20 m du fond il n'a pas été déplacé, que là où il est à 40 m il s'est enfoncé de 20 m dont 10 m seulement lors de la phase considérée, que là où il est à 100 m il s'est enfoncé de 80 m dont seulement 40 m au cours de cette phase, etc...

C'est à partir de ces deux postulats que j'ai établi la fig. 101, page suivante, qui est un "modèle" de la bathymétrie antérieure au basculement.

1 - Delanoë (Y.), Dieucho (A.) & Pinot (J.-P.), 1972.

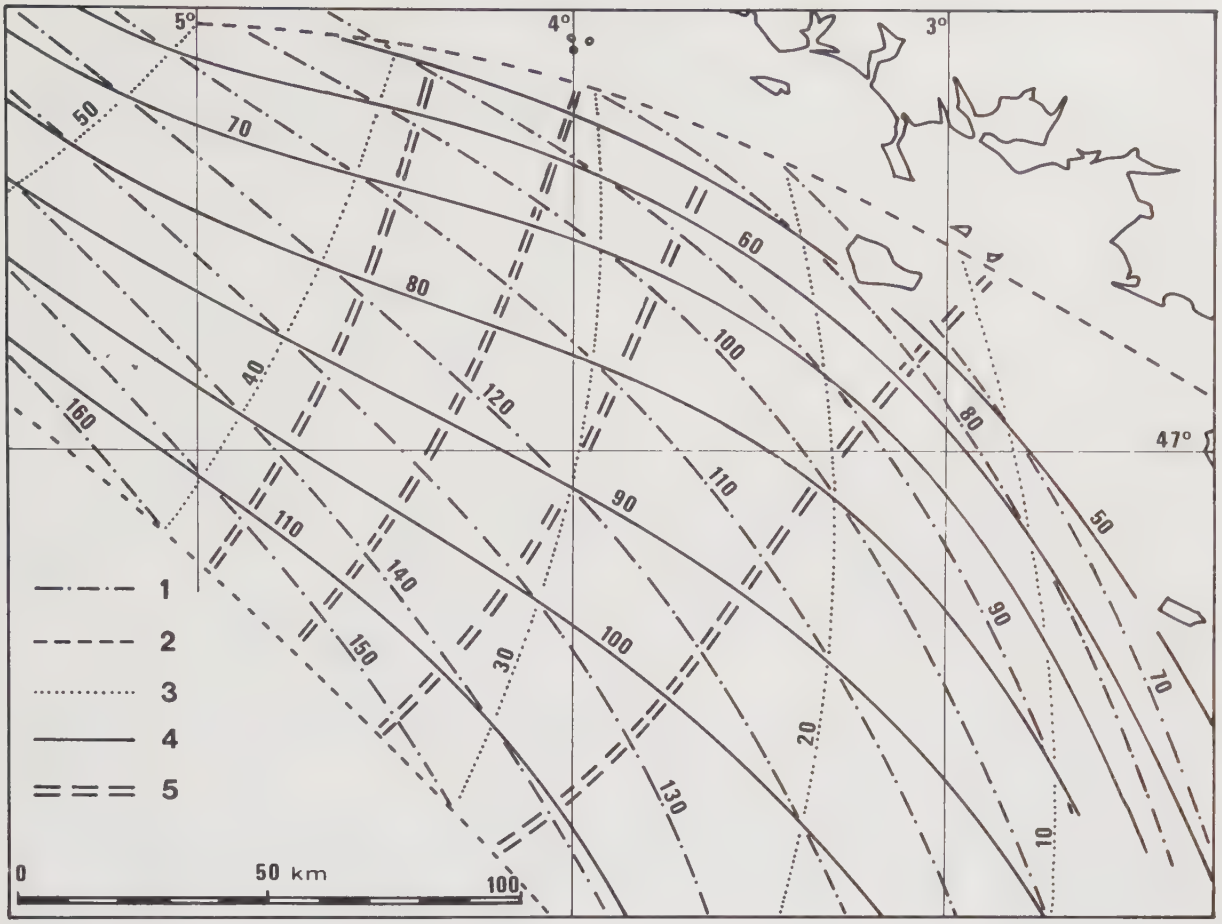


Fig. 101 - Modèle de la bathymétrie du plateau continental avant son basculement récent. 1 / 1 500 000.
Model of the bathymetry of the continental plateau before its recent tilting.
1 = Isobathe actuelle - Present isobath ; 2 = Limite du bloc basculé - Edge of tilted block ; 3 = Ligne d'égal affaissement - Isoline of subsidence ; 4 = Isobathe avant le basculement - Isobath before tilting ; 5 = Vallées perpendiculaires aux isobathes anciennes - Valleys, normal to ancient isobaths.

2/ Ce modèle de la bathymétrie ancienne permet de figurer le tracé de vallées qui se seraient installées selon la plus grande pente. On note la coïncidence presque parfaite entre les vallées existant aujourd'hui (cf. fig. 25, p. 39) et qui sont un peu obliques par rapport aux isobathes actuelles, et les tracés ainsi postulés ; ce n'est que pour la Loire que la vallée actuelle (d'ailleurs difficile à suivre) s'affranchit de ces tracés, ce qui doit s'expliquer par la plus grande vigueur actuelle de ce fleuve, laquelle lui permet de s'affranchir plus aisément des héritages. Par contre, le modèle proposé ne rend pas compte de la répartition des dépôts pliocènes épais du large, supposés d'âge redonien. L'état reconstitué serait donc postérieur au Redonien et refléterait la situation vers l'époque du passage du Pliocène au Quaternaire.

3/ Pour rendre compte de la répartition des dépôts pliocènes du large (supposés contemporains des faluns redoniens auxquels, en stricte nomenclature, on devrait réserver le terme de Redonien) il faut constituer un modèle avec un basculement deux fois plus important ; je n'ai pas cru nécessaire de reproduire ce modèle ici, mais il est assez satisfaisant et donne une bonne idée du débouché de la gouttière pro-ligérienne.

4/ L'Aquitanien en nappe épaisse, tel qu'il a été cartographié par Bouysse et Horn, est limité à peu près par l'isobathe de 120 m, ce qui implique qu'avant qu'existât la gouttière pro-ligérienne le plateau avait à peu près la même dispositíon qu'aujourd'hui, et que le basculement récent n'a fait que lui rendre son allure antérieure. L'existence de cette gouttière n'aurait donc été qu'éphémère, et en effet elle ne peut pas avoir existé avant l'Helvétien, puisque ce n'est pas avant cette époque que la Loire a cessé d'emprunter son ancien cours vers la Basse Seine pour se déverser vers son tracé actuel

à la suite de l'invasion de cette gouttière par la mer des Faluns.

5/ La présence du Pliocène d'âge redonien dans la région pro-ligérienne, alors que le dépôt des turbidites supérieures dans la plaine abyssale avait sans doute commencé dès le Miocène supérieur (après l'Helvétien) implique un décalage dans la mise en route de la phase érosive qui s'est continuée jusqu'à nous : elle a commencé plus tôt à l'Ouest qu'à l'Est, ce qui implique que la cause de sa mise en route est bien tectonique et non pas climatique.

6/ Avant la période de calme morphologique qui s'étend du Stampien au Burdigalien, la phase érosive pré-stampienne peut avoir eu les causes et les modalités suivantes :

a) les ondulations affectant l'Eocène sont de direction pyrénéenne, comme dans le Bassin Parisien ; elles marquent une phase de compression latérale modérée, liée probablement au mouvement relatif des plaques continentales encadrant le golfe de Gascogne ; il s'agit probablement des manifestations marginales de la phase tectonique "pyrénéo-provençale", qui marque le contact Eocène-Oligocène.

b) les failles bordières du socle n'ont pas forcément exactement le même âge, et sont peut-être dues à une autre cause : l'affaissement général des précontinents vers le large sous la forme de failles panamiennes (ce qui est la forme cassante de la flexure continentale). On doit du reste remarquer que la direction générale de cette famille de cassures (connues depuis la côte jusqu'à la base de l'escarpement) est Nord-Ouest - Sud-Est, donc oblique par rapport à la direction commune de la côte et de l'accore (Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est). Je développerai dans un travail ultérieur, lorsqu'on connaîtra mieux la disposition précise des failles de l'escarpement continental, les implications de cette obliquité quant aux différences régionales entre les divers segments du précontinent du Nord du golfe de Gascogne.

c) la phase érosive qui sépare l'Eocène du Stampien s'est manifestée par le passage d'un type d'évolution en "prisme sédimentaire", caractéristique du calme climatique et tectonique ("biostasie") au type d'évolution en "deux géosynclinaux", caractérisé par une forte agitation de l'eau à la côte et à l'accore, telle que la sédimentation soit maximale sur le plateau continental médian d'une part, et vers le base de l'escarpement continental d'autre part.

Une grande variété de mécanismes ont donc joué au cours du Tertiaire pour faire varier le régime morphogénétique. Les uns sont climatiques ou hydrologiques, mais n'ont probablement eu de rôle déterminant que pendant la phase la plus récente. Les autres sont tectoniques et comportent l'association de :

- déformations souples, dues à une compression modérée (ondulations post-éocènes),
- déformations cassantes, soit grandes failles caractéristiques de l'affaissement marginal de la plateforme, soit petites failles récentes dues à l'alternance rapide de submersions et d'émersions (pompage hydro-isostatique, cf. p. 211),
- formation, puis résorption, d'une gouttière ligérienne et pro-ligérienne qui ressemble un peu à une Manche avortée.

SECTION II

LES PHASES DE LA MORPHOGENESE TERTIAIRE ET LEURS PARTS RESPECTIVES DANS LES HERITAGES

Les indications relativement objectives rassemblées dans la section précédente permettent de proposer une chronologie paléogéographique du Tertiaire, et d'attribuer tentativement à chaque phase certaines des formes actuellement observables.

§ 1. CHRONOLOGIE PALEOGEOGRAPHIQUE.

Elle est rythmée par l'alternance, à l'échelle de la dizaine ou de la quinzaine de millions d'années, de périodes de calme et de sédimentation, et d'époques de crise tectonique ou climatique.

A. La sédimentation secondaire. Ses dépôts sont invisibles, puisque ceux qui se trouvaient sur la marge du massif ancien ont été érodés avant l'Eocène par la pénéplanation de ce massif et de ses bordures. Il semble, dans la mesure où les prospections sismiques donnent quelques indications sur le substrat d'âge secondaire, qu'il s'agisse d'une sédimentation calme, en prisme sédimentaire s'épaississant vers le large. La présence d'Albo-Aptien sur l'escarpement montre que dès cette époque la limite du continent occupait une position voisine de l'actuelle.

B. La crise tectonique pré-pyrénéenne. Entre le Crétacé supérieur et l'Eocène, plus précisément peut-être à la charnière du Paléocène et de l'Eocène, se situe une phase tectonique caractérisée ici par un soulèvement d'ensemble, de l'ordre de la centaine de mètres (peut-être corrélatif d'un bombement du massif ancien) à la suite duquel les surfaces d'aplanissement existant auparavant sur le continent sont reprises et perfectionnées, tandis que les dépôts marins secondaires de la marge du massif (dont il n'est pas exclu qu'ils aient pu le masquer en totalité) sont presque totalement érodés. A la suite de cette phase tectonique, qui peut vraisemblablement être mise en corrélation avec la phase pré-pyrénéenne définie dans le monde alpin, et avec les intrusions basaltiques dans la plaine abyssale (cf. p. 76), et de la pénéplanation qui a suivi et que l'on peut dater de l'Yprésien et du Lutétien inférieur et moyen, une surface plus parfaite qu'elle ne l'avait jamais été tronque le massif ancien et sa couverture marginale.

C. La sédimentation éocène. Au cours de la période de calme qui marque la majeure partie de l'Eocène, les menues variations du niveau relatif de la mer permettent la mise en place de dépôts éocènes, sur un rivage peu différent de l'actuel (c'est tout juste si l'on peut penser qu'un cap axé sur Ploemeur et Groix décalait le rivage jusqu'à Bonneten, à l'Ouest d'un rentrant où le rivage se trouvait au Nord de la mer de Gâvres, tandis que çà et là quelques golfes étaient mieux marqués qu'aujourd'hui). La construction du prisme sédimentaire reprend au large, tandis que la pénéplaine est fossilisée à terre par les grès ladères.

D. La crise tectonique pyrénéo-provençale. Marquée par une compression modérée venue du Sud-Sud-Ouest, elle engendre les ondulations qui affectent les dépôts éocènes, les failles qui fragmentent le socle et les dénivellations qui affectent les diverses parties de la pénéplaine ; les dépôts sédimentaires marginaux, tout frais, sont à nouveau érodés et façonnés en reliefs structuraux en raison de leurs ondulations, alors que les blocs soulevés en horsts sont vigoureusement attaqués par l'érosion qui en extirpe les sédiments et les altérites pour dégager la roche saine ; dans les compartiments effondrés se conservent les lambeaux, tectonisés, de la sédimentation éocène. Cette crise tectonique, nécessairement postérieure à la majeure partie de l'Eocène, nécessairement antérieure d'assez loin à la fin du Stampien, se place donc à la charnière de l'Eocène et de l'Oligocène et peut être mise en corrélation d'une part avec la mise en place des turbidites inférieures de la plaine abyssale et d'autre part avec la phase pyrénéo-provençale définie dans le monde alpin.

E. La sédimentation oligocène et du Miocène inférieur. A partir du retour au calme qui se situe quelque part au cours de l'Oligocène, la sédimentation reprend dans un régime de biostasie et d'eaux peu agitées, et la sédimentation stampienne, puis aquitanienne et burdigalienne, enfouit en partie les reliefs qui viennent d'être dégagés ; ainsi seront protégés presque jusqu'à nos jours les reliefs structuraux façon-

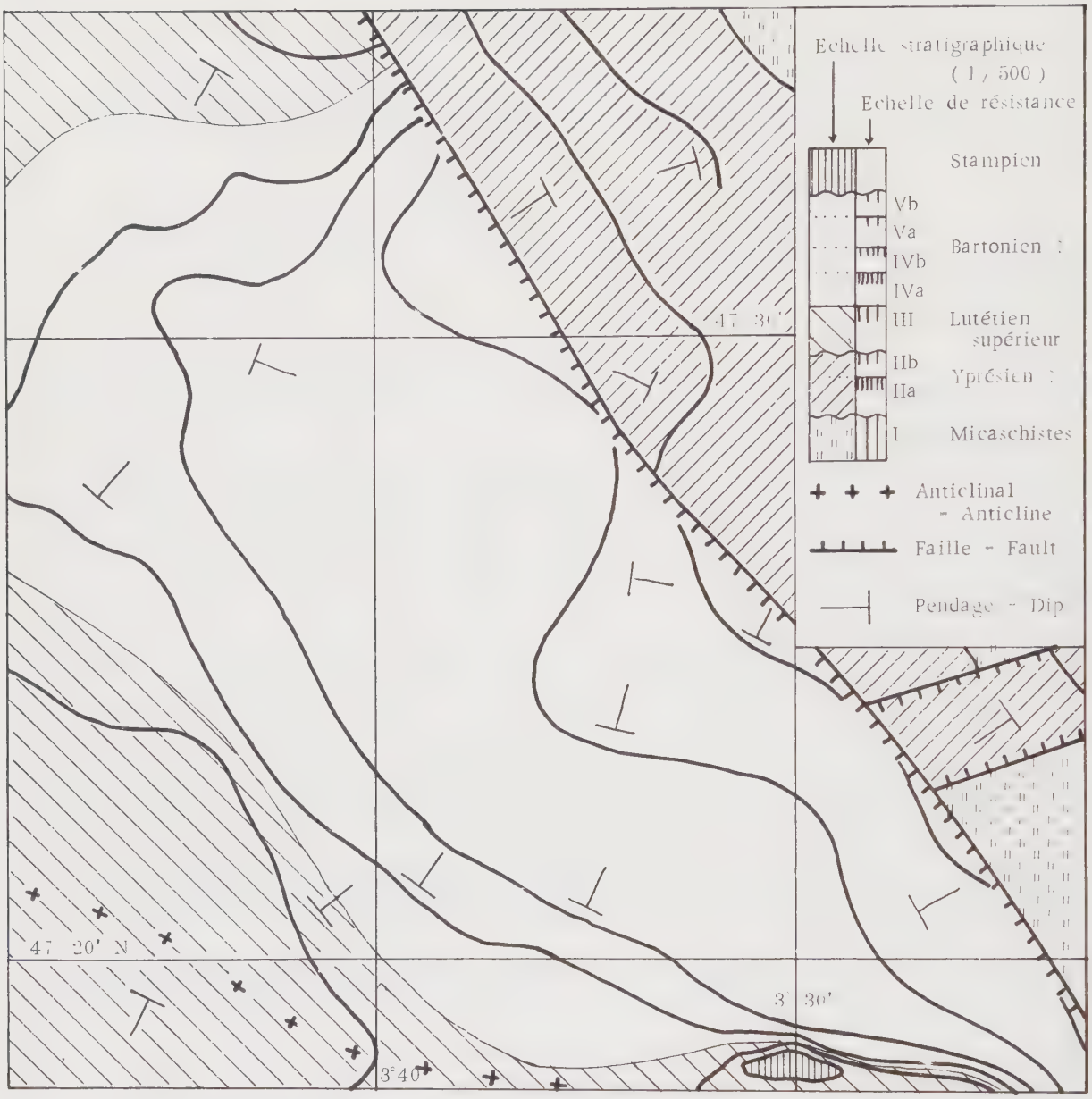
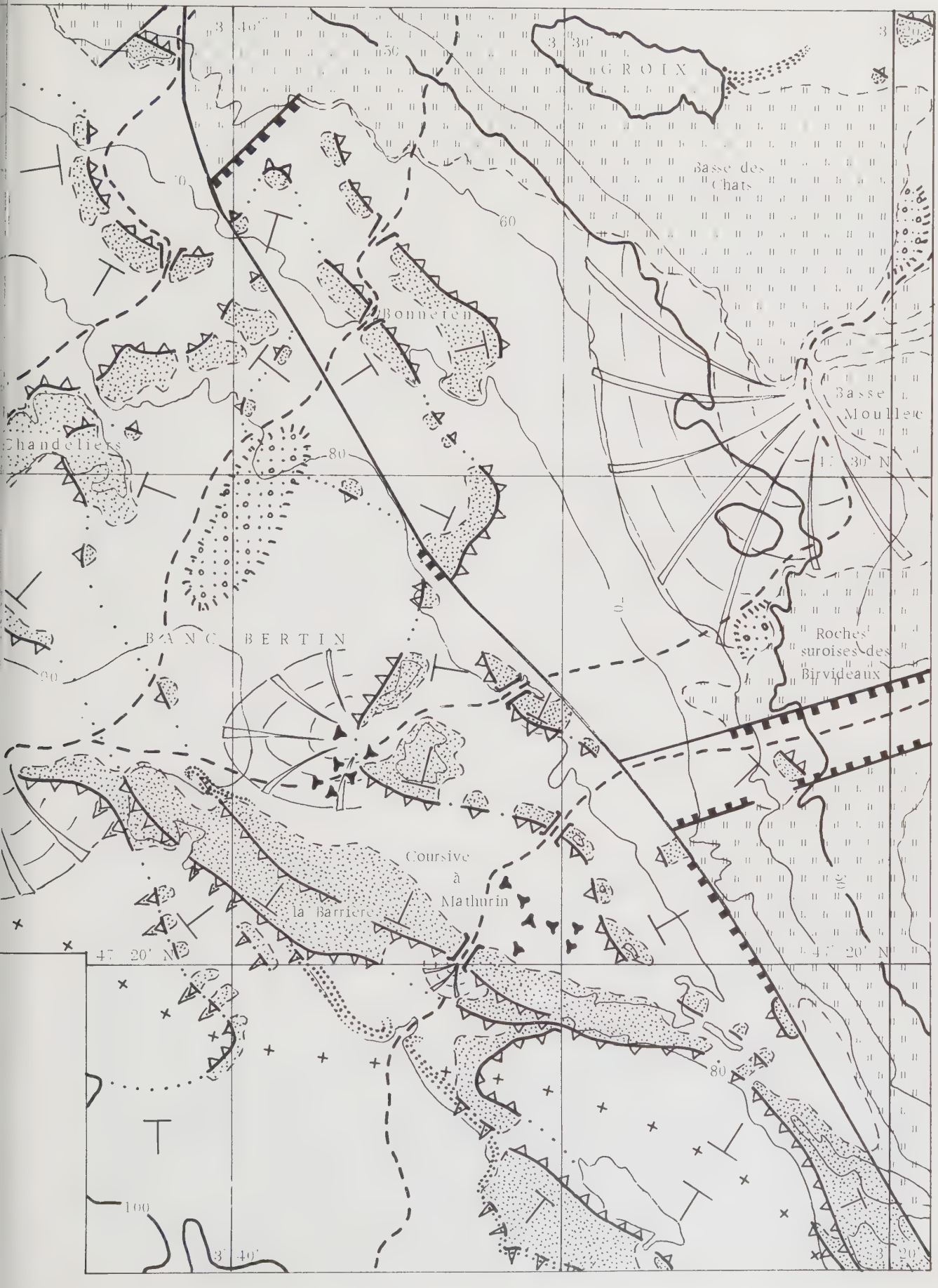


Fig. 102 - Schéma géologique du Banc Bertin, 1 / 200 000. Geological sketch of Banc Bertin. Source : Delanoë (Y.) & Pinot (J.-P.). 1974, Etude structurale du Tertiaire de la région du Banc Bertin, entre Belle-Ile et les îles de Glénan (Bretagne méridionale), Bull. Un. Océanogr. Fr., à paraître.

Fig. 103 (ci-contre) - Banc Bertin, 1 / 200 000. Carte géomorphologique simplifiée - Geomorphological sketch.

Isobathe	Isobath
Fonds meubles	Loose grounds
Ancienne rivière	Old river
Terrasse alluviale	Alluvial terrace
Blocs démesurés	Outsized blocks
Delta pro-estuarien	Pro-estuarine fan
Contour géologique	Geological contour
Anticlinal	Anticline
Pendage	Dip
Faille importante	Main fault
Roches du socle	Basement rocks
Roches sédimentaires	Sedimentary rocks
Cuesta	Cuesta
Escarpement de faille	Fault scarp
Gorge fluviatile	Fluvial gorge
Percée conséquente	Consequent cut
Flèche littorale	Littoral spit
Falaise ancienne	Old cliff
Cuesta reprise en falaise	Cuesta reworked as a cliff


3° 40'
3° 30'
3° 20'
GROIX
Basse des Chats
Bonnetien
Basse Moullee
Chandeliers
47° 30' N
BANC BERTIN
Roches suroises des Birvideaux
Coursive à Mathurin
la Barriere
47° 20' N
60
70
80
90
100

nés dans l'Eocène, tandis qu'au-dessus de la plaine sédimentaire ainsi construite l'attaque des reliefs du socle ne se poursuit que sous la forme d'altération. La construction du prisme sédimentaire reprend, et on peut mettre cette période en corrélation avec le dépôt des pélagites qui, dans le golfe de Gascogne, séparent les turbidites inférieures des turbidites supérieures.

F. La crise tectonique, puis climatique, ponto-plio-quaternaire. Peut-être parce que, plus proche de nous, elle est moins difficile à connaître, cette crise apparaît plus complexe que les précédentes ; elle est aussi, semble-t-il, un peu plus longue, et me paraît se décomposer en trois facteurs de crise qui ont souvent coexisté, mais dont chacun a dominé tour-à-tour la morphogénèse :

a) dès l'Helvétien, la gouttière ligérienne et pro-ligérienne se creuse, pour ne s'estomper qu'à la fin du Pliocène.

b) à partir du Pontien, peut-être sous la lointaine influence des phases tectoniques qui, à cette époque, se succèdent rapidement dans le monde alpin, des dénivellations importantes, accompagnées de cassures, apparaissent sur le précontinent, sur lequel on n'observe plus de sédimentation durable, sauf dans la gouttière pro-ligérienne et sur l'escarpement continental, ainsi que sur quelques km de largeur en bordure de l'accore. Ailleurs, l'érosion domine, détruisant les dépôts antérieurs, creusant dans les marnes stampiennes l'emplacement de la future vasière du large, dégageant les reliefs structuraux d'Eocène naguère fossilisés, sculptant dans les roches du Miocène inférieur les grandes lignes du relief actuel du plateau continental médian et externe. C'est alors que les vallées du plateau s'installent sur leurs tracés actuels, apportant à l'accore des eaux turbides et érosives qui seront à l'origine du creusement des canyons sous-marins. Le profil général antérieur, convexe, est remplacé par un profil bi-concave, où l'accore fait saillie relative.

c) vers la fin du Pliocène et au cours du Quaternaire, à la fin de la crise tectonique s'ajoute une crise climatique, assortie de variations incessantes du niveau de la mer. Par le jeu de l'hydro-isostasie, des mouvements verticaux différentiels affectent la plateforme continentale, et provoquent des modifications du réseau hydrographique dans les régions périlittorales, tandis que sur toute la plateforme les émersions fréquentes favorisent la poursuite de l'érosion. L'agitation de la mer, plus vive qu'au Tertiaire par suite de la modification du climat, empêche les dépôts de se maintenir, sauf sur les interfluves de l'escarpement, et la fourniture de débris à la plaine abyssale atteint un taux jamais égalé.

Cette crise, qui est loin d'être achevée, peut être mise en corrélation avec les turbidites supérieures de la plaine abyssale, qui sont attribuées aux dix derniers millions d'années.

§ 2. PART DE CHAQUE PHASE DANS LES FORMES HERITEES.

L'aspect actuel du précontinent reflète encore l'influence de ces diverses phases :

A. La forme générale du précontinent remonte sans doute aux dépôts secondaires, qui représentent probablement la plus grande masse des sédiments profonds, et dont la disposition dicte la place de l'accore.

B. L'érosion qui accompagne et suit la crise tectonique pré-pyrénéenne rend compte des aplanissements conservés à terre dans le socle, de ceux qui forment l'enveloppe des blocs soulevés ou basculés en mer, et surtout de l'allure générale du littoral.

C. La sédimentation éocène qui a suivi a fourni les contrastes lithologiques exploités dans la phase suivante, et fossilisé pour les conserver jusqu'à nous des lambeaux de la pénéplaine.

D. La crise tectonique pyrénéo-provençale et l'érosion qui l'accompagne et la suit sont responsables de la confection des formes structurales dans l'Eocène, du basculement des blocs, de la mise en place de l'échine rocheuse prélittorale, et sans doute aussi du réseau hydrographique primitif des régions périlittorales, dont certains éléments de tracé sont repris par le réseau actuel. Cette crise est donc déterminante près de la côte.

E. La sédimentation oligocène et du Miocène inférieur, dernier stade de la construction du prisme sédimentaire, est responsable de l'allure actuelle du plateau continental médian et externe, et de celle des interfluves du haut de l'escarpement. C'est dans ses dépôts tendres qu'est déblayée la place qu'occupe la vasière du large, parmi ses dépôts durs que sinuent les basses vallées fluviatiles ; elle a fossilisé et conservé les reliefs d'Eocène.

F. La plupart des autres formes datent de la crise ponto-plio-quaternaire, comme le tracé actuel des vallées sur le plateau continental, les renversements du drainage dans les régions périlittorales, l'exhumation des reliefs d'Eocène, le déblaiement des marnes stampiennes et le façonnement de reliefs dans les dépôts miocènes, l'incision en canyons de l'escarpement continental. C'est cette phase qui a transformé le profil général du précontinent, de convexe qu'il était, en bi-concave, et aucune forme superficielle, au large du front des reliefs continentaux, ne lui est antérieure.

Les formes actuelles sont donc en large partie héritées de la crise pyrénéo-provençale dans les régions périlittorales, de la crise ponto-plio-quaternaire sur le plateau et l'escarpement, avec les traits dominants de cette dernière acquis dès le Pontien, et seulement des retouches depuis.

Conclusion

C'est sur la jeunesse et le dynamisme des formes armoricaines submergées qu'il faut conclure.

Certes, une grande partie des formes rencontrées sur le précontinent breton sont des héritages : les dépôts de l'ère secondaire sont probablement responsables du plan général du précontinent et des emplacements actuels de la côte et de l'accore. Les alternances de sédimentation et d'érosion caractéristiques de l'ère tertiaire ont successivement fait naître les reliefs périlittoraux, les couches sédimentaires du plateau continental et les formes qui reflètent leurs hétérogénéités. Enfin, le Pliocène terminal et le Quaternaire ont été marqués par de grandes transgressions au cours desquelles a été installé le réseau hydrographique du plateau continental, tandis que des littoraux nombreux, étagés à tous les niveaux depuis l'au-delà de l'accore jusqu'à l'en-deçà de la côte, regroupaient temporairement une partie des sédiments en cours de migration des terres émergées vers la plaine abyssale.

Mais sur ce relief dont les grandes lignes remontent ainsi à des périodes d'autant plus anciennes que les formes occupent un rang plus élevé dans la taxonomie géomorphologique, la mer actuelle remanie avec acharnement les sédiments, et poursuit avec ténacité l'érosion des roches consolidées.

Loin d'être un paysage endormi, le fond de la mer est aujourd'hui en perpétuelle transformation : sables et vases y vont et viennent, au gré des turbulences saisonnières qui affectent les courants frottant sur le fond ; leurs errances les conduiront un jour jusqu'à la plaine abyssale, et peu-à-peu les sédiments organogènes, qui se renouvellent, supplanteront les sédiments hérités ; mais dans l'état actuel de la dynamique de la plateforme continentale, ils ne se maintiendront pas assez durablement pour constituer des couches sédimentaires comparables à celles que nous ont laissées les périodes stables du Tertiaire.

Bien plus, la collaboration à l'échelle du Quaternaire des trois types de morphogénèse qui ont si rapidement alterné et dont chaque épisode a exploité le travail du précédent et préparé le travail du suivant a abouti à une érosion rapide des dépôts anciens, très insuffisamment contrebalancée par les apports abondants venus des terres toujours émergées.

Sur une ossature qui remonte très loin dans le temps et a été mise en place par d'autres conditions de milieu, l'épisode actuel sculpte donc un paysage bien moins monotone qu'on ne l'a cru, et ne l'empâte que temporairement sous des sédiments vagabonds.

A toutes les échelles, c'est donc l'alternance qui est la loi de la plateforme continentale : à l'échelle de la demi-journée, l'alternance des courants de flot et de ceux de jusant ; à l'échelle de la quinzaine de jours, l'alternance des vives eaux et des mortes eaux ; à l'échelle de l'année, l'alternance des saisons calmes et des saisons agitées ; à l'échelle de la vingtaine de milliers d'années, l'alternance des régressions et des transgressions ; à l'échelle de la vingtaine de millions d'années, l'alternance des crises tectoniques et des périodes de calme et de sédimentation ; à l'échelle du demi-milliard d'années, enfin, l'alternance des ouvertures et des fermetures d'océans, qui posent, ou résolvent définitivement, tous les problèmes des précontinents.

Parmi ces alternances diverses, arrêtons-nous d'abord sur les divers "modèles" auxquels peuvent se ramener les façonnements des plateformes et des escarpements continentaux.

Nous avons rencontré, au cours de l'histoire cénozoïque du précontinent sud-armoricain, des phases de sédimentation en milieu calme, et des phases d'érosion consécutives à des crises tectoniques ou climatiques. Nous avons entrevu, parmi les phases de sédimentation, une différenciation possible entre un modèle "à prisme sédimentaire" et un modèle "à deux géosynclinaux". Les mécanismes responsables de ces trois types de façonnement ne peuvent être cherchés que dans les conditions hydrologiques : si la crise tectonique est à l'origine du passage d'un type à l'autre, ce n'est pas le mouvement tectonique lui-même qui agit directement, ce sont les conditions hydrologiques nouvelles qu'il

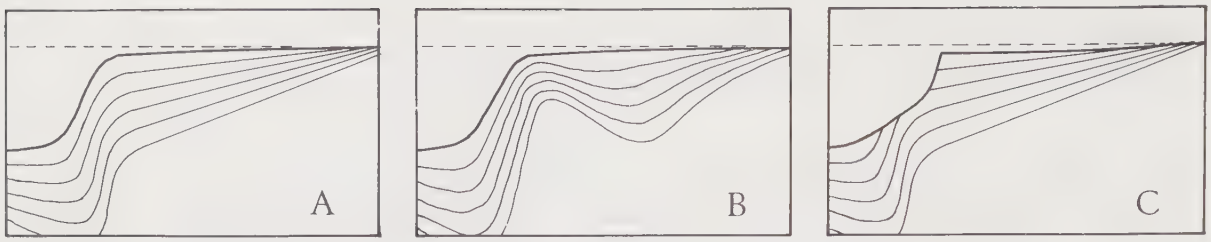


Fig. 103 - Coupes schématiques des trois "modèles" de précontinents sédimentaires.
Schematic sections of the three "models" of sedimentary continental margins.
A = Précontinent à prisme sédimentaire - Sedimentary prism continental margin ;
B = Précontinent à deux géosynclinaux - Two geosyncline continental margin ;
C = Précontinent pendant une crise d'érosion - Continental margin during an erosive crisis.

crée. Nous ne pouvons les observer ici que pour la période actuelle : aujourd'hui, en période d'érosion, de dégradation des constructions anciennes (modèle C, fig. 103), les trois moteurs de la morphogénèse sont les courants de marée, les houles longues et le retour au ras du fond des eaux d'afflux forcées à la côte par les tempêtes. Pour comprendre que des périodes d'accumulation, durant chacune dix ou quinze millions d'années, aient pu exister, il faut supposer l'élimination, au cours de ces périodes, de tout ou partie de ces moteurs de l'érosion.

Les houles longues, génératrices de microséismes sur le fond et de turbulence dans les eaux qui le surmontent, sont liées étroitement aux perturbations du front polaire boréal, comme le sont aussi les tempêtes qui passent sur le golfe de Gascogne. On conçoit donc qu'un décalage en latitude du front polaire, ou un changement d'orientation de la côte qui la mettrait à l'abri des houles venant de ce front, puissent réduire ou supprimer les houles longues et les tempêtes ; ce seul fait suffirait à changer complètement le régime de la plateforme, puisque sans houles longues ni tempêtes la grande vasière serait permanente, les vallées fluviatiles se combleraient, les canyons n'auraient rien à transporter. A elle seule, une modification du climat (par exemple par décalage des zones climatiques ou par la dérive de l'Europe vers une latitude différente) pourrait rendre compte d'une modification substantielle du régime de la plateforme. Mais on sent bien que la coïncidence entre les crises tectoniques et les changements de régime obligent à chercher de préférence la cause de ces derniers dans des variations de profondeur. Les crises tectoniques cénozoïques semblent avoir généralement été dues à une compression latérale, non à une distension ; si cette dernière engendre généralement un affaissement du précontinent par étirement des failles panamiennes, on peut s'attendre à ce qu'une compression ait au contraire pour effet le soulèvement des marges continentales, peut-être jusqu'à l'émersion complète de la plateforme, en tout cas en réduisant assez sa profondeur pour que même les houles modestes y exercent un frottement énergique. Dès lors, on comprend comment les crises tectoniques tertiaires ont pu, par ce soulèvement, provoquer le remplacement d'un régime de sédimentation par un régime d'érosion ; mais si le relâchement de la compression à la fin de la crise tectonique tend à laisser le continent reprendre sa position basse antérieure, la sédimentation ne recommence sur la plateforme que si le climat n'a pas changé. Si, au contraire, comme vers la fin de la dernière des crises tectoniques, un climat à mer agitée s'est, dans l'intervalle, substitué au climat antérieur, la sédimentation ne peut pas reprendre et l'érosion se poursuit ; c'est pour celà, sans doute, que la dernière crise a été plus longue que les autres, puisque l'épisode proprement tectonique a été relayé progressivement par une crise climatique.

Au sein même des périodes de sédimentation, deux modèles ont été distingués. Seul celui "à prisme sédimentaire" peut être considéré comme indiquant véritablement une eau calme. Le modèle "à deux géosynclinaux", qui suppose un moindre dépôt à l'accore, implique une certaine agitation sur la partie externe du plateau (et sans doute aussi dans les régions prélittorales), alors que les eaux surmontant le plateau continental interne et médian doivent être calmes. Il est difficile d'attribuer la différenciation entre les deux modèles aux seules conditions tectoniques, par exemple de considérer le modèle à deux géosynclinaux comme la transition entre le modèle à prisme sédimentaire et celui à érosion généralisée, parce que les indications recueillies sur d'autres précontinents actuels, et plus encore sur d'anciens précontinents aujourd'hui incorporés dans des chaînes de montagnes (comme les Appalaches ou les Alpes) montrent que ce type de régime peut durer très longtemps, voire régner à peu près exclusivement, sur certaines marges continentales, pendant toute la vie (quelques centaines de

millions d'années) d'un précontinent. C'est donc dans un certain type d'agitation de l'eau qu'il faut chercher la cause du balayage de l'accore contrastant avec le calme du plateau continental interne. L'observation de notre précontinent breton montre qu'une telle situation y est temporairement réalisée, aux saisons où la vase se maintient sur la grande vasière, alors que l'accore est bien propre. Or, celà se produit quand il n'y a ni houles longues ni tempêtes, et que le seul agent morphogénétique important est la marée. Il n'est donc pas impossible que le facteur de différenciation entre les précontinents à prisme sédimentaire et ceux à deux géosynclinaux soit l'importance de la marée : l'onde venue du large et brusquement affrontée à l'escarpement continental provoquerait au sommet de celui-ci un frottement turbulent qui se transformerait plus loin en écoulement laminaire, une fois l'obstacle franchi et trouvé le nouvel équilibre.

Dans la région étudiée, il semble y avoir eu succession dans le temps de phases à prisme sédimentaire et de phases à deux géosynclinaux ; pour que leur différenciation puisse être considérée, à titre d'hypothèse de travail, comme due à la présence ou à l'absence de marées, il faut que l'on connaisse un mécanisme qui puisse rendre compte de la suppression ou de l'amenuisement des marées au cours de certaines périodes géologiques. On observera d'abord que les marées de la région étudiée, fortes en comparaison de celles de bien d'autres parties du monde, ne le sont que grâce à l'intensification régionale qu'elles subissent : une moindre ouverture du golfe vers le large, une pente différente de la plateforme continentale ou l'absence d'échine rocheuse prélittorale pourraient sans doute affecter substantiellement le marnage et tous ces facteurs ont varié au cours de l'ère tertiaire.

Mais, bien plus, l'existence même des marées dans l'océan mondial peut ne pas avoir été un fait constant pendant toute l'histoire de la terre : les marées actuelles ont pour moteur commun le déplacement des eaux dans l'océan Austral et à partir de cet océan qui offre l'unique itinéraire sur lequel l'onde de marée puisse effectivement suivre tout autour de la terre le mouvement apparent des astres, cette onde se propage vers les trois golfes océaniques où elle atteint souvent, par intensification régionale ou locale, des valeurs bien plus élevées qu'à son lieu de naissance. On peut donc se demander ce qui se passerait s'il n'existait plus sur la terre d'itinéraire maritime qui en fasse complètement le tour : il me semble que les mouvements ondulatoires qui se produiraient alors ne seraient plus que des seiches propres à chaque océan, de marnage probablement bien moindre que les marées actuelles. A des époques où l'Antarctide n'occupait pas sa position actuelle, et adhérait encore à tel autre fragment du Gondwana, il a pu ne pas exister d'océan annulaire sur lequel l'onde de marée puisse se former et l'on peut donc concevoir qu'il y ait eu des temps géologiques sans marées. Inversement, s'il est arrivé qu'une Tethys située entre Laurasia et Gondwana ait formé un anneau océanique en position équatoriale, les marées qui s'y formaient devaient être beaucoup plus fortes que celles qui naissent aujourd'hui dans l'océan Austral, et l'on peut concevoir qu'il y ait eu des temps géologiques avec des marées doubles ou triples des actuelles. Les passages d'un modèle à l'autre que l'on semble observer parfois sur notre précontinent, au cours du Tertiaire, et qui s'y sont sans doute produits aussi au cours des ères précédentes, peuvent avoir existé simultanément sur l'ensemble des précontinents, s'ils tenaient aux variations dans le temps de la vigueur des marées. Il serait intéressant de rechercher de telles simultanéités.

Transgressions et régressions forment un second type d'alternances génératrices de façonnements originaux sur le précontinent.

Les traces des façonnements dus à des émersions du plateau continental sont conservées depuis le Pliocène, et, au moins pour le Pliocène terminal (contemporain du Redonien), il s'agit d'émersions de brève durée, liées probablement plus aux variations eustatiques du niveau de la mer qu'à des mouvements tectoniques affectant la région sud-armoricaine. Depuis lors, l'alternance des glaciations et des interglaciaires, peut-être aussi l'alternance des glaciations boréales et des glaciations australes, n'ont cessé de faire varier le niveau de l'océan. Corrélativement, les régions soumises au "pompage" résultant de l'alternance d'une surcharge en eau et d'une décharge (toutes deux brutales, si ces variations de niveau ont toujours été aussi rapides que lors du dernier accident glaciaire) réagissent par un affaissement vers le large, puis un soulèvement lors de la décharge, qui s'effectuent le plus souvent par le rejeu de multiples cassures. Il s'agit généralement, on s'en doute, de nouveaux déplacements relatifs s'effectuant le long des vieilles cassures, soit les vénérables failles hercyniennes (qui n'ont du reste jamais cessé d'être entretenues), soit les failles déjà respectables créées de toutes pièces lors des crises tectoniques tertiaires.

L'alternance des types de morphogénèse et la fréquence des mouvements verticaux expliquent la variété des paysages sur la plateforme continentale, et la prédominance actuelle de l'érosion,

dont le travail est sans cesse à refaire parce que si l'équilibre était atteint entre le paysage et un type de morphogénèse, cet équilibre serait très vite remis en cause par l'irruption d'un autre type de morphogénèse, ou par la déformation tectonique du paysage mûr. Certes, il s'agit de micro-tectonique, et les rejets que l'on peut raisonnablement attribuer au pompage hydro-isostatique ne semblent guère dépasser la dizaine de mètres. Corrélativement, l'énergie du relief est modeste (cf. fig. 22, p. 34), mais un relief peut être jeune sans être énergique, et si le médiocre commandement des collines et le médiocre encaissement des vallées ont longtemps dissimulé la variété du paysage (je dois quand même rappeler que déjà Le Danois, 1938, p. 99, avait donné des thalwegs de ce précontinent une carte qui, pour être fausse dans la plupart de ses détails, n'en témoignait pas moins d'une saine perception de la nature du modelé) il n'en reste pas moins que cette variété est réelle et témoigne du dynamisme de la morphogénèse plio-quaternaire.

Enfin, le troisième type d'alternances à jouer un rôle déterminant dans le façonnement du fond de la mer, sur la plateforme continentale au Sud de la Bretagne, est l'alternance saisonnière entre un régime hivernal à houles longues et tempêtes et un régime estival dans lequel les eaux du fond sont calmes.

La connaissance du plateau continental est surtout estivale ; il en est de même, à un moindre degré, pour les régions périlittorales. Les cartes bathymétriques, sédimentologiques et morphologiques reflètent l'état estival, qui est à peu près le même chaque été. Mais de trop rares missions hivernales ont montré qu'après des périodes de fortes houles ou de tempêtes la situation était différente, et que cette différence se manifestait particulièrement en ce qui concerne la granulométrie des sédiments. A partir de ces observations, j'ai tenté d'établir le "modèle" des mécanismes par lesquels s'opère la transformation saisonnière : j'ai proposé d'admettre que les courants de marée, normalement peu compétents au ras du fond parce que leur écoulement serait normalement laminaire, puissent être rendus turbulents, donc plus compétents, par les menues oscillations transmises depuis la surface pendant les périodes de houles longues, et que les courants de retour des eaux d'afflux puissent exercer sur le fond, lorsqu'ils sont contraints de circuler le long des dépressions existantes, une action qui ressemble à celle du ruissellement concentré subaérien et conserve aux vallées héritées une remarquable fraîcheur (cf. p. 158).

Il s'agit là d'hypothèses de travail. L'ouvrage qui s'achève ne marque que la fin d'une étape dans une recherche dont l'étape suivante est déjà bien entamée au moment où je rédige cette conclusion. La seconde étape est la vérification systématique des modèles proposés, au prix de missions hivernales tendant à fournir, sur de vastes étendues, des éléments de comparaison entre les deux équilibres saisonniers.

Le programme de travail est maintenant de vérifier l'existence des processus envisagés, de doser leur efficacité par des mesures de courant au ras du fond et des mesures de la turbulence de ces courants, de vérifier la concordance des dispositions profondes du sédiment avec les hypothèses de mise en place par des carottages implantés aux points critiques (c'est-à-dire ceux où la discrimination sera le plus aisée) et par des prospections denses en réflexion sismique, et d'opérer, en quelques lieux choisis, des prélévements réitérés en diverses saisons, par divers états de la mer, pendant une période d'une dizaine d'années permettant d'avoir une vue d'ensemble des variations en dépassant le niveau de l'aléatoire pour parvenir à une vérité statistique.

Lorsque ce programme de travail aura été accompli, une seconde étape de ma recherche sera terminée, et je me propose de publier alors une seconde édition de cet ouvrage, dont j'espère qu'elle sera substantiellement différente de la première.

Je donne donc rendez-vous à mes lecteurs en 1983 pour cette seconde édition.

Nantes, le 15 Novembre 1973.

Bibliographie

Cette liste bibliographique ne comporte que les ouvrages cités plusieurs fois dans le texte ou en note sous la forme abrégée ; pour une bibliographie plus complète, voir : Vanney (J.-R.), 1970.

Abrard (R.), 1941, Nummulites draguées au large de Pont-Aven (Finistère), C.-R. somm. S. Soc. géol. Fr., (1) : 20-22.

Andreieff (P.), Boillot (G.), Bugé (E.) & Gennesseaux (M.), 1969, La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif Armoricain, C.-R. somm. S. Soc. géol. Fr., (5) : 158-160.

Andreieff (P.), Boillot (G.) & Gennesseaux (M.), 1968, Préreconnaissance géologique au Sud du Massif Armoricain : affleurements de dépôts aquitaniens, C.-R. Acad. Sc., Paris, 266 : 1220-1222.

Andreieff (P.), Bouysse (Ph.), Châteauneuf (J.-J.), L'Homer (A.) & Scolari (G.), 1969, La couverture sédimentaire meuble du plateau continental externe de la Bretagne méridionale (Nord du golfe de Gascogne), Cah. Océanog., 23 (4) : 343-381.

Andreieff (P.), Bouysse (Ph.), Horn (R.) & L'Homer (A.), 1968, Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale, C.-R. somm. S. Soc. géol. Fr., (5) : 161-162.

Ballan (Y.), Klingebiel (A.), Pujos (M.) et Resseguier (A. de), 1968, Contribution à l'étude du canyon "Gascogne I", Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., 5 : 168-173.

Berthois (L.), 1955, Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le golfe de Gascogne, Rev. Trav. Inst. Pêches marit., 19 (4) : 501-580.

Berthois (L.), 1959, Remarques sur les rides sous-marines, Rev. Trav. Inst. Pêches marit., 23 (3) : 225-229.

Berthois (L.) & Brenot (R.), 1966, Bathymétrie du talus continental d'après les sondages effectués (...), 11 cartes au 300 000ème, publiées avec le concours du C.N.R.S., Paris ; feuille n° 7.

Berthois (L.) & Le Calvez (Y.), 1959, Deuxième contribution à l'étude de la sédimentation dans le golfe de Gascogne, Rev. Trav. Inst. Pêches marit., 23 (3) : 323-377.

Bleicher (F.F.), 1896, Sur les débris végétaux et les roches des sondages de la campagne du "Caudan" dans le golfe de Gascogne (Août 1895), C.-R. Acad. Sc., 122 : 753-755.

Boillot (G.), 1964, Géologie de la Manche occidentale, fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels, Ann. Inst. Océanog., Paris, 42 (1) : 1-219.

Boulanger (D.), Rouvillois (A.), Pinot (J.-P.) & Streiff (G.), 1968, Géologie, sédimentologie et microfaune de la butte d'ar Vein, située à 30 km au SW de Penmarc'h par 105 m de fond, Cah. Océanog., 20 (3) : 217-223.

Bouysse (Ph.) & Horn (R.), 1971, Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne, Cah. Océanog., 23 (6) : 497-517.

Bouysse (Ph.) & Horn (R.), 1972, La géologie du plateau continental autour du Massif Armoricain, Bull. B.R.G.M., section IV, (2) : 3-17.

Bouysse (Ph.), Horn (R.) & Le Gorgeu (J.-P.), 1968, Résultats d'une prospection de sismique réflexion continue en Bretagne méridionale, entre Penmarc'h et Belle-Ile (France), C.-R. Acad. Sc., Paris, D, 267 : 568-571.

Bouysse (Ph.) & Le Calvez (Y.), 1967, Etude des fonds marins compris entre Penmarc'h et Groix (Sud-Finistère), Bull. B.R.G.M., (2) : 39-73.

Caralp (M.), 1971, Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le golfe de Gascogne, interprétation biostratigraphique et paléoclimatologique, Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., 11 (1) : 1-190.

Caralp (M.), Dumon (J.-C.), Frappa (M.), Klingebiel (A.), Latouche (C.), Martin (G.), Moyes (J.), Muraour (P.), Prud'homme (R.) & Vigneaux (M.), 1971, Contribution à la connaissance géophysique et géologique du golfe de Gascogne, Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., n° sp., 142 pp + 3 annexes.

Caralp (M.), Dumon (J.-C.), Klingebiel (A.), Latouche (C.) & Moyes (J.), 1969, Contribution à la connaissance géologique du golfe de Gascogne, Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., 6 : 126-272.

Cogné (J.), 1960, Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale, Bull. Soc. géol. Fr., (7) 2 (2) : 213-226.

Curray (J.R.), Moore (D.G.), Belderson (R.H.) & Stride (A.H.), 1966, Continental margin of Western Europe : Slope progradation and erosion, Sci., 154 (3746) : 265-266.

Dangeard (L.), 1924, Sur la présence du Nummulitique inférieur dans la région de Gâvres (Morbihan), C.-R. Acad. Sc., Paris, 178 : 1084-1085.

Dangeard (L.), 1928, Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche, Ann. Inst. Océanog., Paris, 6 (1) : 1-295.

Delanoë (Y.), Dieucho (A.) & Pinot (J.-P.), 1972, La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat, étude géomorphologique et géologique, Bull. Soc. géol. Fr., (7) 14 (1) :

Delanoë (Y.), Gallenne (B.), Lasnier (B.) & Pinot (J.-P.), 1972, Découverte par carottage sous-marin d'une association pétrographique de micaschistes à chloritoïdes et de schistes verts à glaucophane autour de la Baz Moullek, à 11 km au Sud-Est de l'île de Groix (Morbihan), C.-R. Acad. Sc., Paris, D, 274 : 644-646.

Delanoë (Y.) & Pinot (J.-P.), 1974 a, Etude de la structure de la Baie de Bénodet par réflexion sismique continue : tectonique tertiaire et réseau fluviatile fossilisé, En préparation.

Delanoë (Y.) & Pinot (J.-P.), 1974 b, Dunes hydrauliques et rubans de sable sur le plateau continental externe au Sud de Sein, A paraître.

Glémarec (M.), 1968, Distinction de deux Mactridae des côtes atlantiques européennes : Spisula solida (Linné) et Spisula ovalis (Sowerby), Cah. Biol. mar., 9 : 167-174.

Glémarec (M.), 1969, Les peuplements benthiques du plateau continental Nord-Gascogne, Th. Sc. Paris, Brest, Fac. Sc., 167 pp multig.

Grovel (A.), 1970, Etude d'un estuaire dans son environnement : le Blavet maritime et la région de Lorient, Th. Sc. Nantes, Nantes, Fac. Sc., 249 + 122 pp multig.

Guilcher (A.), 1948, Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine, La Roche sur Yon, Potier, 682 pp.

Guilcher (A.) & Pinot (J.-P.), 1972, Présentation d'une carte morphologique de la plate-forme continentale péri-armoricaine, C.-R. somm. S. Soc. géol. Fr., (3) : 132-135.

Hadley (M. L.), 1964, Wave-induced bottom currents in the Celtic Sea, Mar. Geol., 2 : 164-167.

Hinschberger (F.), 1970, L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein, étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines, Th. L. Paris, Caen, Fac L, 310 pp.

Histoire structurale du golfe de Gascogne, 1971, Public. Inst. fr. Pétr., coll. "Colloques et Séminaires", n° 22, Paris, Technip, 2 vol., 944 pp.

Hommeril (P.), Larsonneur (C.) & Pinot (J.-P.), 1972, Les sédiments du précontinent armoricain, Bull. Soc. géol. Fr., (7) 14 (1) :

Lapierre (F.), 1969, Répartition des sédiments sur le plateau continental du golfe de Gascogne (intérêt des minéraux lourds), Th. Sc. Bordeaux, Bordeaux, Fac. Sc., 182 + 90 pp multig.

Larsonneur (C.), 1971, Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles, Th. Sc. Caen, Caen, Fac. Sc., VI + 394 pp + 16 pl., multig.

Laughton (A.S.), 1960, An interplain deep-sea channel system, Deep-sea Res., 7 (1) : 75-88.

Laughton (A.S.) & Berggren (W.A.), 1971, Deep-sea drilling in the Bay of Biscay (DSDP Leg XII), in : Histoire structurale du golfe de Gascogne, 1971, t. II (VI-1) : 1-3.

Le Danois (E.), 1938, L'Atlantique, histoire et vie d'un océan, Paris, Albin Michel, 292 pp.

Le Pichon (X.), Bonnin (J.), Francheteau (J.) & Sibuet (J.-C.), 1971, Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne, in : Histoire structurale du golfe de Gascogne, 1971, t. II (VI-11) : 1-44.

Manière (E.), 1966, Répertoire d'épaves et de mauvais fonds, Supplément au n° 110 de "France-Pêche", 238 pp.

Montadert (L.), Damotte (B.), Delteil (J.-R.), Valéry (P.) & Winnock (E.), 1971, Structure géologique de la marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne (Bretagne et entrées de la Manche), in : Histoire structurale du golfe de Gascogne, 1971, t. I (III-2) : 1-22.

Naudin (J.-J.) & Prud'homme (R.), 1971, Méthodes d'analyses morphologiques et morphstructurales d'interprétation des topographies et des bathymétries dans les domaines continentaux et marins, Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., 10 : 111-144 + 54 fig.

Pinot (J.-P.), 1966 f, La disposition générale du précontinent entre Penmarc'h et Belle-Ile, Bull. Ass. Géog. fr., 340-341 : 4-19.

Pinot (J.-P.), 1966 j, Découverte d'un rivage submergé, et d'autres preuves d'un niveau marin quaternaire à 37 m sous l'actuel, sur la côte Sud de la Bretagne, Quaternaria, 8 : 225-230.

Pinot (J.-P.), 1968 f, Littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Ile, Bull. Ass. fr. Et. Quat., 5 (16) : 197-216.

Pinot (J.-P.), 1969 c, Canyons sous-marins, Encyclopædia Universalis, III : 891-894, 8 fig.

Pinot (J.-P.), 1970 g, Golfe de Gascogne, Encyclopædia Universalis, VII : 472-473, 1 fig.

Pinot (J.-P.), 1972 f, Précontinent, Encyclopædia Universalis, XIII : 479-485, 5 fig.

Pinot (J.-P.), 1972 k, Canyons et vallées du précontinent breton : hypothèses sur le mécanisme et l'âge de leur formation, C.-R. somm. S. Soc. géol. Fr., (3) : 149-151, 1 carte.

Pinot (J.-P.) & Vanney (J.-R.), 1972, Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000, feuille de Lorient, Paris, Inst. géog. nat., 65 x 96 cm.

Saint-Requier (A.), 1970, La Baie d'Audierne, étude de morphologie et de sédimentologie sous-marine Th. 3ème c., Paris, Inst. Géog., 223 pp multig.

Saint-Requier (A.) & Guilcher (A.), 1969, Un grès coquillier de faciès littoral, immergé à - 34 m en Baie d'Audierne (Finistère) est daté de 15000 ans avant l'actuel, C.-R. Acad. Sc., Paris, D, 268 : 1915-1916.

Saint-Requier (A.), Hinschberger (F.) & Pinot (J.-P.), 1969, Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000, feuille de Pont-Croix, Paris, Inst. géog. nat., 65 x 96 cm.

Sibuet (J.-C.), Pautot (G.) & Le Pichon (X.), 1971, Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils de sismique, in : Histoire structurale du golfe de Gascogne, t. II (VI-10) : 1-32.

Vanney (J.-R.), 1969, Le précontinent du centre du golfe de Gascogne, recherches géomorphologiques, Dinard, Lab. Géomorph. E.P.H.E., Mém. n° 16, 365 pp. multig.

Vanney (J.-R.), 1970, Bibliographie analytique des fonds du golfe de Gascogne, Dinard, Lab. Géomorph. E.P.H.E., Mém. n° 17, 92 pp. multig.

Vanney (J.-R.), 1972, Morphostructure des parties profondes du golfe de Gascogne, in : Recherches géographiques en France, Congrès de Montréal, pp. 119-133.

Vigneaux (M.), Caralp (M.), Dumon (J.-C.), Klingebiel (A.), Latouche (C.), Moyes (J.) & Prud'homme (R.), 1970, Bilan des travaux de géologie marine effectués en 1969 dans le golfe de Gascogne par l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Convention de recherche n° 6852, Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., n° sp., 108 pp.

Vocabulaire

Définitions de quelques termes utilisés dans ce volume.

ACCORE (ou "accore des grands fonds") : Rupture de pente qui sépare le plateau continental, dont la pente est généralement inférieure à 0,5 %, de l'escarpement continental, dont la pente est généralement supérieure à 5 %. L'accore se trouve, dans la région étudiée ici, entre 155 et 165 m de profondeur.

AFFLUX : Apport d'eau en direction de la côte, généralement en surface, sous l'effet des courants de dérive dus au vent, ou sous celui de la houle de Stokes. Les eaux ainsi forcées à la côte provoquent une montée du niveau de l'eau, et ne peuvent repartir vers le large qu'en profondeur, sous la forme de courants de retour.

CAILLOUX : voir GALETS.

CENTENNAL : Adjectif qualifiant un phénomène qui, statistiquement parlant, a de fortes chances de ne se produire avec telle énergie que tous les cent ans. Ce terme, calqué sur celui de décennal qui s'applique au phénomène survenant tous les dix ans, me paraît préférable à celui de centenaire généralement employé.

COMMANDEMENT : Hauteur de laquelle un relief, ou le sommet d'un escarpement, domine les régions basses voisines ; altitude relative d'un sommet.

COURANT D'ARRACHEMENT ("undertow" des auteurs anglophones) : forme du courant de retour qui, sur l'avant-plage, s'effectue au ras du fond en exerçant sur celui-ci une action érosive ; voir les croquis de la fig. 73, p. 151, et leur commentaire pp. 151 et 154.

COURANT DE REFEND ("rip-current" des auteurs anglophones) : forme du courant de retour qui, au-dessus de l'avant-plage, s'effectue en surface en fendant la nappe d'eau animée d'un mouvement d'ensemble vers la côte. Voir les croquis de la fig. 73, p. 151 et leur commentaire pp. 151 et 154.

COURANT DE RETOUR : Courant provoqué par l'afflux d'eau à la côte ; l'afflux se faisant en surface, le courant de retour ne peut exister en surface que sous la forme de veines étroites (courant de refend) ; le plus souvent, il s'effectue en profondeur, soit au ras du fond, soit tout au moins en-dessous de la masse d'eau animée d'un mouvement net en direction de la côte ; il est désigné sous le nom de courant d'arrachement quand il s'effectue au ras du fond sur l'avant-côte ; au large, il peut être diffus sur le fond, mais a son effet morphologique maximal quand il est concentré le long de certains itinéraires qui lui sont habituels.

ESCARPEMENT CONTINENTAL : Escarpement majeur en bordure des masses continentales au sens géophysique du terme ; le sommet de l'escarpement continental est marqué par l'accore ; à sa base, l'escarpement comporte une pente de plus en plus faible ("rampe continentale") qui se termine à la plaine abyssale. Dans la région étudiée, l'escarpement continental commence vers 165 m de profondeur et se termine vers 4 600 m. Sa pente est partout, sauf dans la partie inférieure et sur quelques points des interfluves proches de l'accore, supérieure à 5 %, et atteint localement 40 ou 50 %.

FRONT DES RELIEFS CONTINENTAUX : Limite externe de la région à topographie fortement différenciée, dont l'énergie de relief, assez forte, comparable à celle des régions émergées, indique que le façonnement en a été essentiellement dû à la morphogénèse subaérienne. Ce front, qui peut se trouver dans l'intérieur des terres ("Fall line" de l'Est des Etats-Unis) ou à proximité immédiate du littoral (côtes charentaise et sud-vendéenne) est assez profondément submergé (70 à 90 m) dans la zone étudiée.

GALETS : Particules émoussées dont le second diamètre (largeur) est supérieur à 2 cm. Les CAILLOUX sont les particules anguleuses de même dimension. L'ensemble des galets et cailloux a été appelé, sur la Carte sédimentologique des côtes de France au 1/100 000, CAILLOUTIS.

GRANDE VASIERE (ou VASIERE DU LARGE) : Aire située de part et d'autre de l'isobathe de 100 m, et dans laquelle les sédiments superficiels contiennent, en été, plus de 15 % de pélites.

GRAVIERS : Particules dont la largeur est comprise entre 2 mm et 2 cm.

MICRON : lire MICROMETRE

NAPPE DE RETOUR : Nappe que forme, lorsqu'elle n'a pas été concentrée par les irrégularités de l'estran, l'eau qui, après avoir ruisselé sur celui-ci sous forme de nappe de retrait, s'insinue sous l'eau de la vague suivante. L'anglais "backwash" traduit à la fois ce terme et le suivant.

NAPPE DE RETRAIT : Ecoulement en nappe, sur un estran régulier, selon la plus grande pente, de l'eau qui vient de le gravir par le jet de rive à la suite du déferlement d'une vague ; cf. Pinot (J.-P.), 1972 d, Plages, Encyclopaedia Universalis, XIII : 95-102, p. 96, col. 3.

PAVEMENT : Couverture superficielle de matériaux plus grossiers que la moyenne de ceux du sédiment sous-jacent, résultant de l'enlèvement par le courant de la fraction la plus fine du sédiment.

PELITES : Particules dont la largeur est inférieure à 50 micromètres. Les pélites comprennent les limons (50 à 20 micromètres), les poudres (20 à 2 micromètres) et les micrites (moins de 2 micromètres, encore appelées "argiles au sens granulométrique du terme"). Les pélites forment entre les particules plus grossières un liant dont la présence, même à faible teneur, change les propriétés du sédiment.

PLATEAU CONTINENTAL : Ce terme est souvent utilisé par les auteurs français comme l'équivalent de PLATEFORME CONTINENTALE. Il a été ici restreint à la partie de la plateforme dont la morphologie est réellement celle d'un plateau, c'est-à-dire à la zone comprise entre le front des reliefs continentaux et l'accore.

PLATEAU CONTINENTAL EXTERNE : Ce terme est parfois utilisé pour désigner l'ensemble des régions situées au large du front des reliefs continentaux ; il a été restreint ici à la zone située le long de l'accore, sur une trentaine de km de large, caractérisée par un vannage très marqué des sédiments superficiels.

PLATEAU CONTINENTAL INTERNE : Ce terme est parfois employé pour désigner les régions périlittorales situées entre la côte et le front des reliefs continentaux ; ici, il a été appliqué à la zone du plateau continental dans laquelle la présence de sédiments fins est fréquente et dont l'axe est occupé par la grande vasière.

PLATEAU CONTINENTAL MEDIAN : Zone de transition entre le plateau continental interne et le plateau continental externe.

PLATEFORME CONTINENTALE ("continental shelf" des auteurs anglophones) : ensemble de la région submergée comprise entre la côte et l'accore.

SABLES : Particules de largeur comprise entre 50 micromètres et 2 mm ; ils se divisent en sables fins, de largeur comprise entre 50 et 315 micromètres, et sables grossiers (parfois dits "sables moyens et grossiers") de largeur comprise entre 315 micromètres et 2 mm.

SUET : Sud-Est. SUROIT : Sud-Ouest.

VANNAGE : Fait, pour un courant qui circule sur une surface sédimentaire, d'entraîner les particules les plus fines en laissant en place les plus grossières ; il en résulte la formation d'un PAVEMENT.

VERSANT REGULIER : Versant dont la pente est constante ou régulièrement décroissante vers le bas, mais beaucoup moins forte que celle des "glacis" ou des "versants réglés" connus en morphologie subaérienne (ici, souvent 0,5 % ou moins).

Index

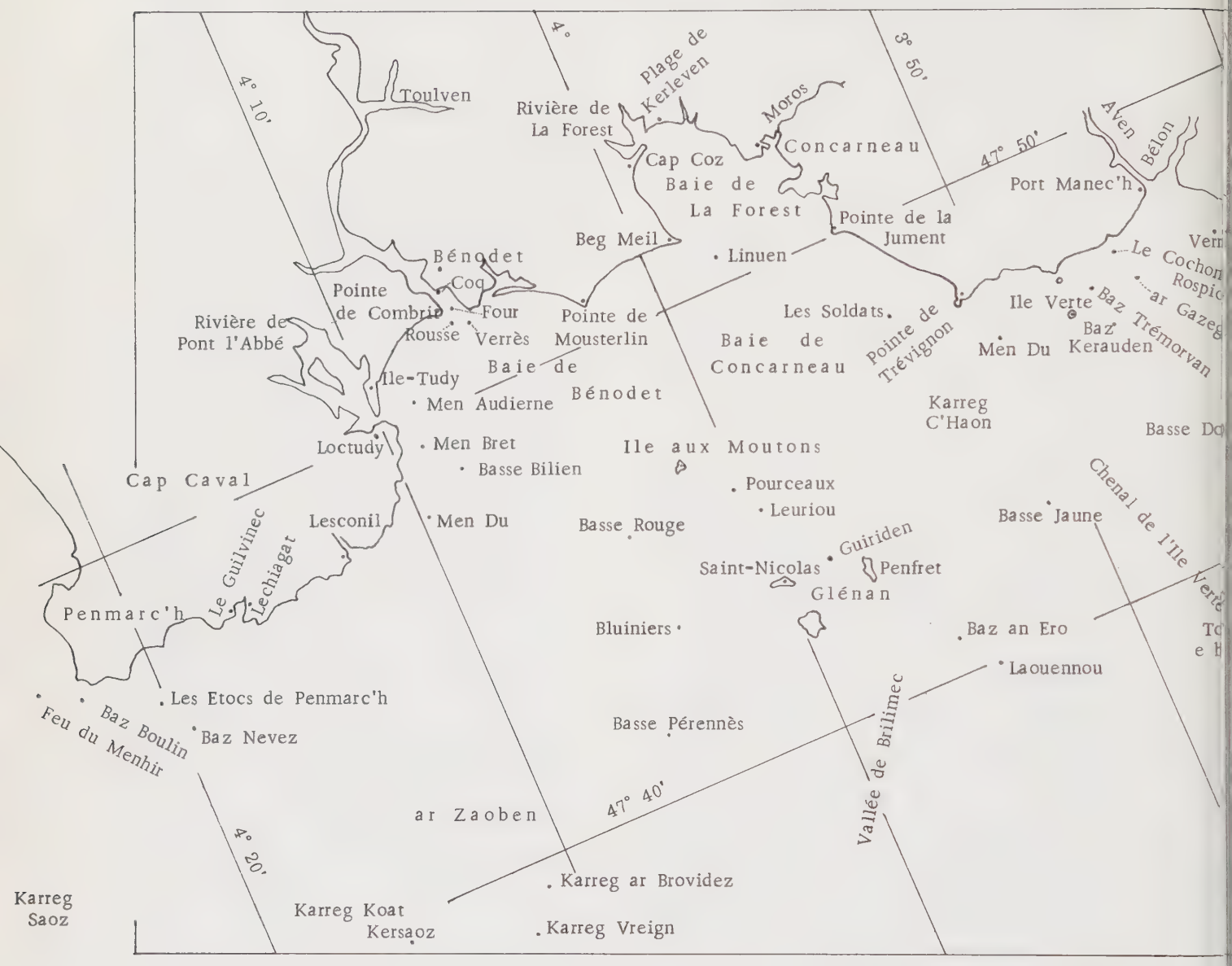
des noms de lieux de la région étudiée, des noms de bateaux, des noms d'auteurs cités plus de trois fois et des principaux thèmes traités. Les chiffres renvoient aux pages ; ceux suivis d'F renvoient à l'une des figures de la page. VA = Voir aussi ; EP = Employé pour (ce qui indique que sous cette rubrique sont regroupées les citations des mots indiqués après EP). Les coordonnées géographiques sont indiquées en degrés et minutes sexagésimales pour les lieux de la région étudiée ; les latitudes sont Nord et les longitudes sont Ouest de Greenwich. Les pages soulignées sont celles spécifiquement consacrées au thème indiqué.

Abrasion 125 128-131 156 210
Accore 33 34 36F 49 59 64 68 83 85 88-9F 90 92 94 110 118F 119 124 127 128 139 145 154 159 161 162 165 171 177 181-186 187 211 218 219 234 237 242
Afflux 91 108 111 112 154 236 238 242
Algues 126 132, - calcaires 123 133 134, VA Maerl
Alluvions, alluvionnement 167 176 210
Altération des roches, altérites 159 174 204 231
Alternance 13 159 160 235-238
Aquitanien 37 53 54F 165 224 225 226F 228 229 231
Arène granitique, arénisation 86 117 184-5F
Argiles 111-113 138
Audierne, 48°01/4°32, 102, Baie d'- 87 212 214, Canyon d'-, 47°15/5°45, 60 72-3F 81 85 145 165 186 227 228
Avant-côte 14 19 23-32 98 108 146 156
Avant-plage 17F 20F 22F 26F 30-32 98 99F 100 101 120-1F 127 136-7F 146 147 149 190 222 223
Aven (riv.) et Bélon (riv.), 47°47/3°44, 22F 29 84 162 163 163F 168-9F
Banc Bertin, 47°30/3°40, 39 43F 47 53 134 135 139 142 168-9F 172 180 181 226 232-3F
Banquette de pied de roche 20 32 129 131 134 138
Barre d'estuaire, EP Delta sous-marin 19 20F 26F 31 32 88-9F 90 148-150 (actuelles) 152-3F 179-181 (anciennes) 180F 200-1F 233F, de débouché 199, d'avant-côte 146 147, VA Bénodet, Etel, Loctudy
Barrière (La), 47°20/3°03 155 178 192 212 233F
Bartonien 221 223 232F
Basculement 53 54 162 206 223 228 229F 234
Bastresses (W Gâvres), 47°41/3°22, 149
Bathymétrie, EP Carte bathymétrique 87 90 144 156 164 165 180 226 228 229 229F VA Isobathes
Baz-an-Ero (SE Glénan), 47°41/3°56, 103 128
Baz ar Vretoned (Basse des Bretons), 47°41/3°31, 17 22 22F 155 163 167 173 174 194
Baz Boulin (S Penmarc'h), 47°47/4°23 27F 28 211
Baz Kerauden (SE Ile-Verte), 47°46/3°47, 28F 211
Baz Nevez (S Penmarc'h), 47°46/4°20, 27F
Baz Trémorvan (E Ile-Verte), 47°47/3°47, 28F
Beg an Aod (N Quiberon), 47°32/3°09 108
Beg Meil, 47°51/3°59, 19 98 154
Belle-Ile, 47°20/3°10, 3 10 14F 15 16 33 37 44 48 49 56-7F 60 87 108 154 163 168-9F 173 193 196F 222 224 228, canyon de -, 46°30/4°45, 60 61-63 65 72-3F 181 186 191 225, coureaux de -, 47°25/3°10, 85
Bénodet, 47°53/4°07, 124, baie de -, 47°50/4°15, 23 32F 85 116 116F 117 118 140 162 194, banc de -, 47°51/4°06, 30 31 31F 148 149 154 181 211, ria de -, 84, VA Coq, Four
Berthois (L.) 46 50 239, - et Brenot (R.) 5 59 60 67-69 239
Bilien (Basse), 47°49/4°08, 149F
Bir-Hacheim (N/O) 48
Birvideaux (massif des), 47°30/3°17, 15 17F 124 140 154 163 173 174 180 180F 181 184-5F 188 211 233F
Blavet (vallée submergée du) 17-19 17F 22F 43F 51 85 155 162 163F 164 165 167 168-9F 170 171F 172-174 176 178 179 179F 181 183 186 191-193 193F 195 196F 204 205 205F 212 213-215 218, canyon du -, 46°40/4°40, 60-63 65 65F 66 67 72-3F 168-9F 182F 183 189
Bleicher (F.F.) 47 186 191 239
Blocs démesurés 33 44 45 51 88-9F 90 124 139 168-9F 172 174 175 176 213 215 233F
Bluiniers (NW Glénan), 47°44/4°04 103F 129 130 150
Boillot (G.) 5 10 37 46 53 84 115 186 199 220 223 224 239
Bonneten (SW Groix), 47°33/3°33, 17F 42 43F 103F 205 222 223 227 231 233F
Bouysse (Ph.) et Horn (R.) 16 22 36 37 203 220 224 225 227 229 239
B.R.G.M. 10 16 36 37 46 51 175 203 207 224 225, VA Bouysse et Horn
Brilimec (rivière de), 47°42/3°58, 168-9F
Burdigalien 36F 226 230 231
Calcaire, EP Lumachelle 39 87 88-9F 132-138 139 141 157, VA Dolomie
Canyon 6 59-70 83 88-9F 90 125 127 136-7F 145 150 152-3F 154 158 165 208 219, Gouf 69, VA Audierne, Belle-Ile, Blavet, Guilvinec, Noirmoutier, Odet, Saint-Nazaire
Cap Caval, 47°50/4°15, 23 83 156 162 187 189
Cap Coz, 47°54/3°59, 30 98 99F 189
Carbonates, carbonatométrie 115-118 138 158 198, dissolution des -, 115 134 138 157
Carte sédimentologique 11 22 178 238
Caudan (basse du), 47°41/3°43, 15 19
Celtique (mer) 7 46 102 110 124 162 198
Cénozoïque 13 19 55 235, VA Tertiaire, Quaternaire
Chalut, chalutier 51 83 113 114 119 124 139 164 223

Chandeliers (Kantoloriou Bertin), 47°30/3°46, 43F 164 181 184-5F 212 233F
Chats (Basse des -, SE Groix), 47°36/3°25, 17F 18F 21 94 120-1F 233F
Chaudronnier (Le -, Etel), 47°38/3°13, 150
Chenal de retour 31F 32 98 151-155 152-3F
Chronologie 159 160 209-234, VA Datations
Cochon de Rospico, 47°47/3°46, 203
Combrit (pointe de), 47°52/4°07, 98 149
Compétence d'un courant 94 102 124 127 148
Concarneau, 47°53/3°55, 11 23 29 30 56-7F 147, baie de -, 47°50/3°58, 19 32 81 102 103F 117 122 123 140 142 150 154 155 163
Coq (phare du -, Bénodet), 47°53/4°07, 149
Cordons littoraux quaternaires 20F 22F 50 88-9F 90 154 161 177 178 178F 189-201 200-1F 226F
Cornouaille (anticlinal de) 16 17 33 36F 37
Courants 86 91 92-97 106-108 109 111 125 131, d'arrachement 98 99F 100 120-1F 151 154 158 242, de marée 10 91 92-97 106-108 109 111 136-7F 143 146 148-150 151 158 235 236, de refend 98 151 151F 154 242, de retour 39 91 98 99F 108 109 111 123 127 136-7F 141 143 145 146 151-155 158 159 242, de turbidité 68 119 127 143 154 158
Coursive à Mathurin, 47°23/3°33, 43F 164 223 233F
Coursive du Suet, 47°26/3°34, 43F
Croches 44 45F 51 83 87 88-9F 139
Croix (pointe de la -, Groix), 47°38/3°25, 190 211
Cuesta 20F 157 164 171 204 205 205F 206 222 233F
Dangeard (L.) 5 199 220 240
Datations 160 195 209 212 214 215 216-7F
Delanoë (Y.) 16 22 29 37 46 53 82 117 145 160 162 163 172 173 199 203 220 221 224 225 228 232F 240
Delta fluvial 88-9F 90 161 179, VA Barre
Dépression fermée 30 84 108, ombilic 31 124 126 127 148-150 165, trou-caillou 83 97 127
Dépression prélittorale 14 19-22 85 162-164 177 187 220-223 228
Dérive littorale 150 161 195 196 215
Dieucho (A.) 16 22 29 37 162 163 203 220 221 228 240
Discovery (N/O) 145
Doëlan, 47°46/3°37, 18 27 163 163F 164
Dolomies 42 132 134 157 186 187 221 223
Basse Doun, 47°42/3°45, 15 17 20 103F 192 212
Dragage, EP Drague 10 12 46 47 113 124 126 127 131 134 135 140 146 174 179 186, Carotte, carottage 21 68 69 74 108 190, Prélèvement 106 110
Dune hydraulique 55 58 81 85 88-9F 90 145 146 152-3F, - littorale ancienne 88-9F 90 161 190 207, - littorale actuelle 117 189
Echine rocheuse prélittorale 14 15-18 24-5F 92 108 131 141 154 156 162-164 166 221 222
Embouchure 160 161 177-186 200-1F, VA Delta, Estuaire, Ria
Eocène 15 24-5F 35 39 42 54F 75 76 83-85 87 110 113 114 129 132-138 154 161 162 164-166 171 187 202 204 206 219-234 226F, VA Bartonien, Lutétien, Yprésien
Epifaune 124 129 130 132 134
Erdeven (pointe d'), 47°37/3°12, 150
Erosion 79 86 109 125-140 156-157, VA Abrasion, - biologique 132-138 157 158, VA Taraudage
Escarpement continental 3 6 14 59-70 78-81 85-87 88-9F 111 124 127 136-7F 142 143 154 158 159 189 219 230 237 242
Escarpement de faille 20F 88-9F 157 233F
Estran 98 101 107 128 132 146 156 159
Estuaire 23 161 167 178 179, VA Embouchure
Etel (barre et avant-plage d'), 47°38/3°14, 16F 30 31 100 140 148-150 180 181 189, bassin d'-, 47°35/3°17, 20 21F 22 113 142 163F 167, vallée sous-marine d'- 22F 43F 84 85 162-164 168-9F 175 180 184-5F 207 211
Eustasie, EP Bas niveaux de la mer, Variations du niveau de la mer 122 159 208 216-7F
Failles 15 17 23 26 29 37 54 87 88-9F 161 166 204 205F 221 230 233F 237
Falaise 110 129 130F 161 187-189 200-1F 205F 233F
Ferronnière (G.) 163, rivière - 43F 155 162 163 164 168-9F 178 178F 184-5F 192 193 193F 194 196 196F 212 213
Foraminifères 64 67 69 75 110 138 143
Forest (baie de la), 47°52/3°58, 32, rivière de la -, 162 163F 164
Fort-Bloqué, 47°45/3°30, 189 203
Four (Le -, Bénodet), 47°52/4°07, 149
Front des reliefs continentaux 14 145 162 224 242
Frottement, vitesse de frottement 94 102 106 107 111 112 126 127 128-131 143 145
Galets 20F 33 46 47 68 69 85 109 111 122-124 128 130 134 161 174-176 181 184-5F 186 187 189 197 242
Gardenne (La), 47°40/3°20, 124 133 133F 146 174
Gascogne (golfe de) 7 38 49 52 66 70 71 75 87 92 102 106 190 195 211 234
Gâvres, 47°42/3°21, 19 23 30 31F 42 80 81 100 108 113 118 129 133 140 149 164 189 203 220-223 231
Gazeg (ar), 47°46/3°47, 28F 29F 30
Glacis 81 129 180
Glémarec (M.) 5 29 46 48 51 82 119 160 195 214 240
Glénan (îles de), EP archipel de -, massif de -, 47°43/4° 15-17 16F 17F 19 32 56-7F 82 92 103F 107 122 123 126 128 130 132 144F 147 154 156 164 187 194 199 203 211 223, VA Baz an Ero, Bluiniers, Guiriden, Laouennou, Penfret, Pérennès, Saint-Nicolas
Goulphar (Belle-Ile), 47°19/3°14, 44 49 207 212
Gouttière pro-ligérienne 225 228-230 234
Grand Cochon, 47°43/3°21, 22F
Granite 15 16F 17 45 87 88-9F 156 187 202-204

Granulométrie, EP Mélange de sédiments 27F 106 111 113 118 120-1F 126 127 184-5F 197
Graviers 21 46 94 95 111 120-1F 122-124 128 161 173-175 194 195 213 242
Grès et poudingues 87 110 129 187, grès ladères 222 227 231
Groix (basse de -, Baz Groe), 47°39/3°34, 17F 22F 102 103F 188 206, coureaux de -, 47°40/3°28, 19 113 172, île de -, 47°38/3°28, 15 17 17F 18 21 26 31 37 39 43F 49 54F 55 56-7F 81 90 124 129 130F 142 155 156 162 172 187 188 188F 189-191 195 203 211 212 222 231 233F, VA Croix, Pen Men, St-Nicolas
Guihel (basse du -, E Groix), 47°37/3°20, 124 162 173 174 174F 184-5F 190 220 221
Guilcher (A.) 1 5 10 16 20 52 87 117 167 171F 177 212 214 22 240 241
Guilvinec (Le), 47°47/4°17, 23 31 37 49 84 103F 114 140 147-149 156 163F 164, canyon du -, 46°55/5°20, 60-63 66-68 72-3F 168-9F 182F 183
Guiriden (Glénan), 47°44/3°58, 122
Helvétien 33 37 42 44 53 54 66 165 225 226F 228 229 234
Héritage, formes héritées 77 79 83-85 108 155 159-234 235
Hinschberger (F.) 10 38 87 88-9F 100 119 145 211 212 240 241
Hjulström (F.) 95 96 101 112
Homme (action de l') 113 122 125 135 139 140
Houles 18 19 20 23 51 82 86 91 97-105 106-109 111 126 127 130 131 136-7F 143 145 146 154 155 158 236 238
Hydro-isostasie 211 215 230 234 238
Ile-Tudy, 47°51/4°10, 30 98 99F 120-1F 189
Ile Verte, 47°47/3°48, 29, chenal de l'-, 47°43/3°49, 17-19 154 162 175 192
Interfluves 21 59 61-64 (escarp^{t}) 84 111 118F 119 128 160 161 173 177 202-207 (plateau) 219
Isobathes 28F 40-1F 43F 88-9F 159 165 178 195 229F, VA Bathymétrie
Jaune (basse), 47°43/3°51, 15 17 17F 126 142F 150 154 162 163 203
Jean-Charcot (N/O) 5 48 51 59 62 119 214
Job-ha-Zelian (N/O) 48 59 186 212
Jument (pointe de la), 47°50/3°54, 122 123F 189
Karnak, 47°/4°45, 46 47 168-9F 182F
Karreg ar Brovidez, 47°40/4°11, 42F
Karreg C'Haon, 47°45/3°53, 142F
Karreg Koat Kersaoz, 47°40/4°16, 39 42F 55 114F 120-1F 131 139 144 164 184-5F 207 222
Karreg Saoz, 47°45/4°29, 27F
Karreg Vrein, 47°39/4°12, 42F 55
Kerforne (décrochement) 16 17 33 36F 37 232-3F
Kerleven (plage de), 47°54/3°58, 147
Kornog (N/O), puis Gwalarn (N/O) 1 2F 5 26 102 103F 114 180 180F, fosse du -, 47°41/3°39, 17F 18F 22 113 150 154 162 163 163F 164 167 168-9F 170 171F 173 175 177 205 211 212 218
Laïta (riv.), 47°46/3°32, 22F 162 163 163F 168-9F 195
Lambert (quadrillage) 34 210
Laminaires, Cf Algues
Laouennou (SE Glénan), 47°40/3°55, 128
Lapierre (F.) 46 50 111 190 195 196 196F 198 212 240
Larmor, 47°42/3°23, 148 149, VA Orge
Lechiagat, 47°48/4°16, 189
Lesconil, 47°48/4°13, 15 23 39 42 116F 117 120-1F 129 147 150 156 163F 164 194 199 212
Leuriou (N Glénan), 47°45/4°, 147 150
Levée latérale 178 179 179F
Linuen (Beg Meil), 47°51/3°58, 154
Lit fluvial 30 161 166-176, rocheux 22 166 218
Lithologie, EP Nature pétrographique 125 131 157 174 186 195 202-206
Littoraux anciens 33 50 58 77 88-9F 90 92 129 130 130F 134 159 160 187-201 200-1F 209-218 235
Loctudy, 47°50/4°10, 15 32 84 99F 116F 147-149 149F
Loire 50 110 165 176 181 193 196 196F 212 224 229
Lorient, 47°45/3°22, 11 56-7F 147 148-150 171F 224, passe W de - 31 148-150 163, rade de - 19 113 140 149, ria de - 84
Lutétien, EP Biarritzien 17 33 36F 37 39 42 53 157 164 205 221 222 223 226 231, VA Eocène
Maerl, EP Lithothamniées, Terrasse à maerl 19 20F 23 26 26F 30 32 80 88-9F 90 110 117 122 123 136-7F 138 139 140 146 147 152-3F 154 VA Algues calcaires
Magouéro (roches de), 47°40/3°15, 31 150
Manche 10 165 186 194 211 224 230
Marée 92 167 179 186 237, VA Courants de marée
Men Audierne (Ile-Tudy), 47°50/4°09, 149 149F
Men Bret (Loctudy), 47°49/4°09, 149 149F
Men Du (Loctudy), 47°48/4°10, 117
Men Du (Trévignon), 47°48/4°24, 142F 203
Menhir (feu du), 47°48/4°24, 28
Merrien, 47°47/3°39, 27 163 163F
Mez ar Vein (fleuve de), 47°20/4°50, 66 145 168-9F 181 186
Micaschiste, EP Roches métamorphiques 15 16F 17 17F 87 88-9F 129 130 156 161 173 187 188 188F 202-205 205F 211
Microséismes, EP Ebranlements 81 111 158 236
Minéraux lourds 195 196 196F 207
Miocène 36F 37 42 54F 68 75 76 224 226F 227 228 230 231 234, VA Helvétien, Pontien
Moros (vallée submergée du) 22F 154 155 162 163 163F 168-9F
Morphométrie 34 35 79 209 212
Morphoscopie, EP Eolisation 197 206 207
Moullec (basse), 47°32/3°21, 15 17 17F 21F 22 49 81 108 113 150 154 155 162 167 174 175 180 180F 184-5F 188 189 207 211 212 233F Baz Moullek, 240

Mousterlin (pointe de), 47°51/4°03, 98 116F 117 162 184-5F 220 221
Moutons (île aux), 47°46/4°01, 19 32 80 82 102 103F 107 110 116F 120-1F 150 154 199 221, entonnoir de l'île aux -, 47°43/4°07, 82 101 114 117 118 122 129 150 154 164 199
Nappe, de retour, de retrait 98 100 146 243
Noirmoutier (canyon de), 46°/4°, 60 72-3F
Normanien (lire Normannien) 194 215
Nummulites 110 129 175 178 187 220 222 223
Odet (canyon de l'), 46°50/5°05, 60-62 67 68 72-3F 145 168-9F 183 189 191, ria de l'-, 47°53/4°07, 84 117 147 149, VA Bénodet, vallée submergée de l'-, 46 49 49F 51 85 117 145 164 165 168-9F 170 173 181 183 183F 186 191 192 195 196F 213 214
Oligocène, EP Stampien 37 39 75 76 206 223 225 228 230 231 234, VA Tertiaire
Ondulations, EP Anticlinaux, Synclinaux 16F 87 88-9F 204 222 223 230
Organogènes (sédiments), EP Biogènes 109 110 136-7F 235, VA Maerl, Sables coquilliers
Orge (pierre d'-, Larmor), 47°42/3°23, 149
Ouessant 87 211 212, fosse d'- 165
Parisien (bassin) 115 170 222 230, VA Seine
Passage du fond du banc (Bertin), 47°25/3°46, 43F 181
Pavement, EP Vannage 46 126-128 151 243
Pelagia (N/O) 5 48 51 59 64 186 192 214 223
Pélagites 71 74-76 143 228 234
Pélites 21 33 48 50F 51 96 106 110 111-114 136-7F 141 145 184-5F 243, VA Vases
Penfret (Glénan), 47°43/3°57, 122F 154 162 220F
Penmarc'h, 47°48/4°22, 3 10 14F 23 26 27F 32 37 49 56-7F 60 66 81 87 94 103F 108 120-1F 187, canyon de -, 47°/5°30, 60 61 64-69 65F 72-3F 168-9F 182F 183
Pen Men (phare de -, Groix), 47°39/3°31, 15 187 211
Pente 52 55 59 61 62 64 65 67 69 80 81 86 127 142 145 146 190, VA Escarpement
Penthièvre (N Quiberon), 47°43/3°08, 98 99F 220
Pérennès (basse -, Glénan), 47°41/4°06, 194 199 212
Périlittorales (régions) 78 79 161 166 167 173 174 234 16F 24-5F, VA Dépression prélittorale, Echine rocheuse prélittorale, Avant-côte
Photographies aériennes 99F 100 146
Pierres Noires (Erdeven), 47°35/3°13, 21F 167
Plages 98 101 117 146, anciennes 189-201
Plaine abyssale 6 52 71-76 85 109 113 124 154 158 159 228 231
Plateau continental 14 33-58 78 79 85 92 101 109 110 111 113 127 145 165 167 173 176 211 219 235 243, - externe 136-7F 141 161 243
Plateforme, - à écueils 23 32F 87 88-9F, - continentale 14 78 80 85 86 96 124 142 155 159 219 243
Pliocène 36F 37 53 54F 83 160 161-234, notamment : 170 176 192 193F 214 218 224 225 226F 227 229 230 234, 237, VA Redonien
Plio-Quaternaire 33 83 86 90 92 135 154 172 173 234, VA Pliocène, Quaternaire
Plongées, plongeurs 82 128 129 131 135 187 204
Pont l'Abbé (rivière de), 47°51/4°11, 117 163F
Pontien 83 161 234
Port-Louis, 47°42/3°22, 149 164 172
Port-Manec'h, 47°48/3°44, 27 28F 29F 31 129 211
Poulains (pointe des -, Belle-Ile), 47°23/3°15, 94
Pouldu (baie du), 47°44/3°33, 16F 19 20 22F 23 30 31 80 92 100 102 103F 107 142 167 170 188 189 194 207 211 220 221 221F, barre du -, 4746/3°32, 148 149 155
Poulier 65F 66 85 161 181-186 182F 183F 200-1F
Pourceaux (roches des), 47°45/4°, 124 147 150
Programme de travail 78 91 108 113 119 127 129 131 135 138 173 177 197 204 238
Prunier (Le), 46°52/4°11, 83 168-9F 192 193F 213 214 224 225
Quaternaire 13 38 54 55 87 159 160 161-218, Pléistocène 10 46 77 82 108 162 163F 214, Riss 176 214 216-7F, Würm 68 176 215 216-7F 218, Holocène 163F 181, Flandrien 38 80 163 184-5F, Dunkerquien 216-7F
Quiberon (presqu'île de), 47°30/3°08, 15 17 17F 19 23 30 80 98 108 142 184-5F 189 194 211 220
Radio-navigation : Decca 12 28F 42 46 51 59 60 93 114 131, Toran 59 60 114 119 127 135 173
Ravins de l'escarpement continental 59-63 66 69 83 84 88-9F 90 152-3F
Redonien 37 224-230 226F 237
Régression 55 83-85 92 155 159 168-9F 177 186 189 202 209-218 237
Réseau hydrographique 84 161 162-165 168-9F 228 234 235
Ria 84 90 148 161 177-179
Rides, ridins, rubans 6 46 85 88-9F 90 108 123 145-6
Roche du milieu, 47°28/3°37, 43F
Rohellan, 47°36/3°12, 21F
Roheu, 47°39/3°15, 31 31F
Rouge (basse), 47°46/4°04, 116F 117
Rousse (La), 47°52/4°07, 31 31F 149
Rugosité 125 128 132 142 144, VA Frottement
Sables 20F 243, coquilliers 6 10 26F 49 58 85 86 88-9F 90 98 99F 110 115-118 122 124 136-7F 138 145 146 152-3F, fins et sablons 6 46 47F 98 110 111-114 207, grossiers 6 46 97 98 99F 101 107 109 110, transport 94-5 100 110 115-119
Sables d'Olonne (canyon des), 45°50/4°, 60 72-3F
Saint-Nazaire (canyon de), 46°15/4°20, 60 62 67 72-3F 165 181 186 196
Saint-Nicolas (île -, Glénan), 47°43/4°, 147
Saint-Nicolas (pointe -, Groix), 47°38/3°29 188 189
Saint-Requier (A.) 10 14 87 88-9F 212 214 241
Secondaire (ère) 36 83 86 219 231 234, Albo-Aptien 36F 227 230, Crétacé 54F, Sénonien 37 224



Sédiments, sédimentation 20 24-5F 56-7F 74 79-84 91 102 106 107 139 230 VA Galet Sable Vase
Sein (île de), 48°02/4°51, 37 53 92 224 225
Seine (fl.) 45 165 176 229
Serpules 123 132 134
S.H.O.M. 5 10 34 59-61 63-65-67 92-94 97 107 112 114 165 167 173 178 178F 179F 180F 182F 183F 191 191F 192 193F 210 226
Sismique (réflexion) 17 29 32 71 85 122 166 167 189 220 222 223 225 238
Soldats (Tourelle des), 47°48/3°53, 32 120-1F 122 123 123F
Stride (A.H.) 145 146 227 240
Sundborg (A.) 95 96 112 145
Taraudage, EP Animaux foreurs, Lithophages, Organismes perforants 86 125 131 132-135 139 157 205
Talud (fosse du), 47°41/3°29 19 113
Tectonique 15-17 37 75 159 204 219 228 230 231 234 236, VA Failles, Ondulations
Température de l'eau 102 103F 138 151
Tempêtes 91 106 136-7F
Térébel (N/O) 224 225F
Terrasses fluviatiles 17F 19 21 22F 85 88-9F 90 131 161 165-172 173-176 233F
Tertiaire (ère), EP Néogène, Paléogène 14 15 16F 17 18 20 20F 23 33 36 54 75 77 83 86 87 88-9F 90 115 157 159 160 208 219-234 235 237, VA Cénozoïque, Eocène, Helvétien, Lutétien, Miocène, Oligocène, Yprésien
Téven (plage du), 47°52/4°09, 98 99F 189
Téviec (île de), 47°33/3°10, 17 30
Thêta (coursive de la), 43°45/12°45, 52 72-3F 74
Toul ar Bezine (S Port-Manec'h), 47°46/3°45 28F 29
Toul e biz, 47°38/3°47 43F
Toul Koc'h, 47°35/3°42 43F 205F

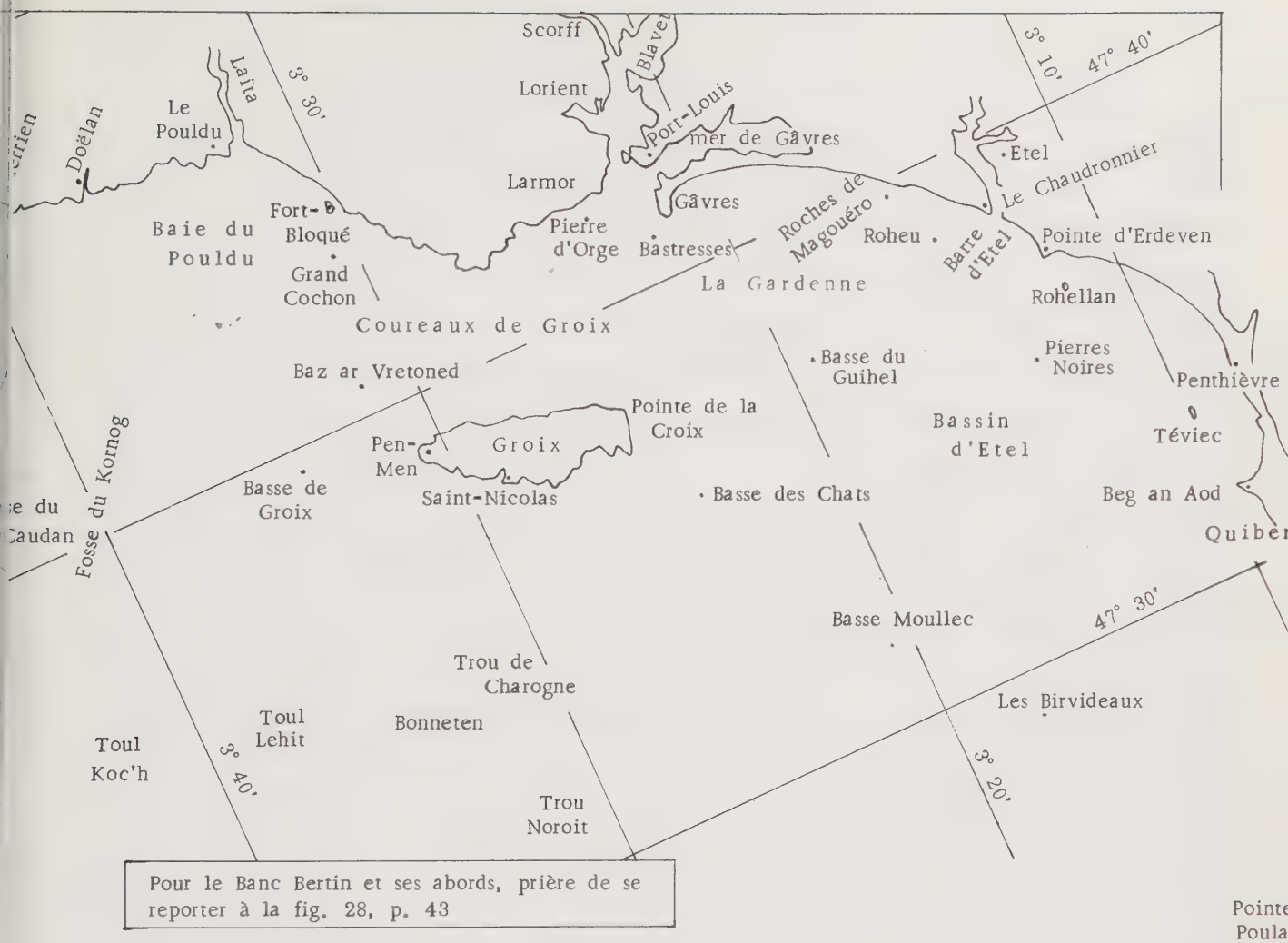


Fig. 105 - Carte de localisation des lieux cités.) 1 / 250 000.
Location map of mentioned places.

Toul Lehit, 47°36/3°39, 43F
Toulven, 47°57/4°05, 222
Transgression 54 124 157 166 177 224 237
Trépied (Le), 47°47/3°44, 29F 30
Trévignon (pointe de), 47°47/3°51, 23 30 32 98 122 123 123F 147 187 203 220 220F, Vasière de -, 47°45/3°52, 19 120-1F 142 142F 167
Trou de Charogne, 47°/34/3°33, 17F 43F 206
Trou du Beg ar Men, 47°24/3°32, 43F 223
Trou Ouest (de Goulphar), 47°17/3°30, 39 43F 178 206 223 224 228
Trou Noroit (du Banc Bertin), 47°32/3°30 43F
Trou Sud (de Groix), 47°21/3°27 39 43F 155 164
Truies (banc des), 47°41/3°23, 148 149 155
Turbidites 71 74-76 143 228 231 234
Turbulence, écoulement turbulent 94-97 106 107 111 127 128 131 141-145 158 235 236
Vallées submergées 10 17 19 20F 22 29 32 33 38-39 49 54 55 84-86 88-9F 90 108 111 112 116F 117 127 136-7F 141 142 145 154 155 158-160 162-176 229 229F 233F, VA Blavet, Etel, Ferronnière, Odet
Vanney (J.-R.) 10 14 37 38 44 60 62 64 71 83 87 88-9F 100 111 163 178 181 193-195 199 211-213 222 223 225 227 228 239 241
Vase, vasière 6 18-21 20F 33 34 48-51 97 107 109 111 112 140-142 152-3F 157 166
Vasière du large (ou Grande Vasière) 17F 34 38 44 48-51 55 85 88-9F 90 110 111 113 114 124 127 130 131F 139 142 145 152-3F 154 214 225 243
Vein (ar), 47°37/4°38, 37 223 239
Verrès (de Bénodet), 47°52/4°06, 31 31F 149
Verrès (de Kerfany), 47°47/3°42, 29 29F
Versant régulier 26F 88-9F 90 120-1F 129 130 130F 131 136-7F 152-3F 156 188 243
Vilaine (fl.) 176 195 196F 212
Ypresien 19 31 36F 221-223 231
Zaoben (ar), 47°40/4°12, 42F

Table des figures

Fig. 1 - Golfe de Gascogne et mer Celtique, schéma géomorphologique, 1 / 5 000 000 7

Fig. 2 - PLANCHE I - Tableau d'assemblage des cartes, 1 / 500 000 8-9

Fig. 3 - Type de répartition des sondages et des dragages, 1 / 200 000 12

Fig. 4 - Division régionale, 1 / 1 500 000 14

Fig. 5 - Croquis géologique de la région périlittorale, 1 / 500 000 16

Fig. 6 - Coupe géologique longitudinale de l'échine rocheuse prélittorale, 1 / 500 000 17

Fig. 7 - Profil topographique à travers l'échine rocheuse prélittorale, 1 / 220 000 17

Fig. 8 - La Fosse du Kornog, 1 / 75 000 18

Fig. 9 - Roches au Sud de la Basse des Chats, 1 / 50 000 18

Fig. 10 - Les fonds de la dépression prélittorale : morphologie et sédimentologie, 1 / 400 000 20

Fig. 11 - Vases du centre du bassin d'Etel, 1 / 100 000 21

Fig. 12 - Vallées et terrasses de l'anse de Pouldu, 1 / 100 000 22

Fig. 13 - Drainage préflandrien, 1 / 1 000 000 22

Fig. 14 - PLANCHE II - Les régions périlittorales, 1 / 250 000 24-25

Fig. 15 - Types d'avant-côtes, 1 / 600 000 26

Fig. 16 - Profils topographiques au Sud-Ouest de Penmarc'h, 1 / 50 000 27

Fig. 17 - Bathymétrie du fossé au Sud-Ouest de Port-Manec'h, 1 / 25 000 28

Fig. 18 - L'avant-côte de Port-Manec'h, carte morphologique par C. Bressolier, 1 / 50 000 29

Fig. 19 - L'avant-plage, entre Gâvres et le Roheu, 1 / 100 000 31

Fig. 20 - La Basse de Bénodet, 1 / 20 000 31

Fig. 21 - Profil topographique d'une plateforme à écueils, 1 / 40 000 32

Fig. 22 - Cartogramme morphométrique : l'énergie du relief, 1 / 750 000 34

Fig. 23 - Surface sommitale et surface dégradante, 1 / 1 000 000 35

Fig. 24 - Géologie du précontinent, 1 / 2 000 000 36

Fig. 25 - Carte schématique de la disposition des vallées submergées ou fossiles, 1 / 1 500 000 39

Fig. 26 - PLANCHE III - Bathymétrie de la plateforme continentale, 1 / 500 000 40-41

Fig. 27 - Les roches de Karreg Koat Kersaoz, 1 / 50 000 42

Fig. 28 - Les "bastions" de Lutétien supérieur et de dolomies, autour du Banc Bertin, 1 / 200 000 43

Fig. 29 - Carte des croches, plateau continental médian et externe, 1 / 500 000 45

Fig. 30 - Sables et graviers d'une partie du plateau continental, 1 / 500 000 47

Fig. 31 - Répartition des vases sur le plateau continental sud-armoricain, 1 / 2 000 000 48

Fig. 32 - Profil longitudinal de la vallée submergée de l'Odet, et disposition des vases, 1 / 1 000 000 49

Fig. 33 - Langues de vase dans les vallées submergées et les dépressions, 1 / 500 000 50

Fig. 34 - Replat de 99-101 m au Sud et au Sud-Ouest du Banc Bertin, 1 / 200 000 53

Fig. 35 - Coupes géologiques schématiques, au large de Sein et au large de Groix, 1 / 2 000 000 54

Fig. 36 - PLANCHE IV - Les sédiments du précontinent breton, 1 / 1 000 000 56-57

Fig. 37 - Carte bathymétrique de l'escarpement continental, 1 / 500 000 60

Fig. 38 - Profils longitudinaux des canyons, ravins et interfluves de l'escarpement, 1 / 400 000 61

Fig. 39 - Profils transversaux de quelques ravins de l'interfluve Saint-Nazaire - Belle-Ile, 1 / 200 000 62

Fig. 40 - Ravins de l'interfluve Odet-Guilvinec, 1 / 500 000 62

Fig. 41 - Ravins de l'interfluve Belle-Ile - Blavet, 1 / 500 000 62

Fig. 42 - Profil du haut de l'interfluve Belle-Ile - Blavet, 1 / 100 000 63

Fig. 43 - La tête dédoublée du canyon du Blavet, 1 / 200 000 65

Fig. 44 - La tête en amphithéâtre raviné du canyon de Penmarc'h, 1 / 200 000 65

Fig. 45 - Le canyon de Penmarc'h, bathymétrie et prélèvements, 1 / 500 000 67

Fig. 46 - Modèle de la stratigraphie en cas de dualité permanente des paysages, 1 / 500 000 70

Fig. 47 - Modèle de la stratigraphie en cas de coexistence transitoire entre les deux paysages, 1 / 500000 70

Fig. 48 - PLANCHE V - Le versant sud-armoricain, 1 / 2 500 000 72-73

Fig. 49 - PLANCHE VI - Carte géomorphologique du précontinent sud-armoricain, 1 / 1 000 000 88-89

Fig. 50 - Diagrammes des courants de marée, donnant leurs résultantes 93

Fig. 51 - Relation entre la vitesse du courant à un mètre du fond et la taille des sédiments transportés 95

Fig. 52 - Traînées façonnées par les courants de retour : Ile-Tudy et Téven, 1 / 25 000 99

Fig. 53 - Traînées façonnées par les courants de retour : Cap-Coz, 1 / 25 000 99

Fig. 54 - Traînées façonnées par les courants de retour : Penthièvre, 1 / 25 000 99

Fig. 55 - Niveaux de thermocline exprimant la profondeur du brassage par les vagues 103

Fig. 56 - Enregistrements de houle 103

Fig. 57 - PLANCHE VII - Plan de vagues pour une houle longue d'WSW, 1 / 500 000 104-105

Fig. 58 - Remblaiement entre 1905 et 1967, sur la vasière du large au Sud du Guilvinec, 1 / 100 000 114

Fig. 59 - Les sables de la Baie de Bénodet : migration des éléments coquilliers, 1 / 100 000 116

Fig. 60 - Prélèvements hivernaux de sable sur le haut de l'escarpement continental, 1 / 200 000 118

Fig. 61 - Courbes granulométriques des échantillons précédents 118

Fig. 62 - PLANCHE VIII - Courbes granulométriques de quelques sédiments actuels 120-121

Fig. 63 - Le rebord de la terrasse à maerl au Nord de Penfret, 1 / 6 700 122

Fig. 64 - La terrasse à maerl au Nord-Ouest de Trévignon, 1 / 50 000 123

Fig. 65 - Le versant régulier d'abrasion dans les micaschistes, au Sud de Groix, 1 / 200 000 130

Fig. 66 - Positions Decca des dix dragages réitérés sur la vasière du large, 131

Fig. 67 - Perforations de Gastrochaena dubia dans un calcaire éocène, x 2,6 133

Fig. 68 - Cloison construite par Gastrochaena dubia, x 6,7 133

Fig. 69 - PLANCHE IX - Processus morphogénétiques actuels, 1 / 500 000 136-137

Fig. 70 - Nappes de vases molles autour de Karreg C'Haon, 1 / 37 000 142

Fig. 71 - Aires d'érosion et aires de dépôt des vases fines, au SW de l'archipel de Glénan, 1 / 200 000 144

Fig. 72 - La double barre de Loctudy, 1 / 25 000 149

Fig. 73 - Courants d'arrachement et courants de refend 151

Fig. 74 - PLANCHE X - Formes marines vives, 1 / 500 000 152-153

Fig. 75 - Itinéraires successifs des écoulements fluviaux pendant les régressions, 1 / 1 000 000 163

Fig. 76 - Cours ancien du Blavet au pied d'une cuesta d'Eocène, 1 / 100 000 164

Fig. 77 - PLANCHE XI - Formes quaternaires héritées : vallées et terrasses, 1 / 500 000 168-169

Fig. 78 - Profil en long du Blavet-Scorff, 1 / 1 600 000 171

Fig. 79 - Schéma des terrasses au Sud du Guihel, 1 / 50 000 174

Fig. 80 - Flèches littorales encadrant l'embouchure de la Rivière Ferronnière, 92 m, 1 / 50 000 178

Fig. 81 - Levée latérale d'un estuaire du Blavet, niveau de 141 m, 1 / 100 000 179

Fig. 82 - Ancien delta sous-marin de la Rivière d'Etel, devant la Basse Moullec, 1 / 100 000 180

Fig. 83 - Liens entre les canyons et les vallées du plateau continental, 1 / 500 000 182

Fig. 84 - La partie terminale du poulier de l'Odet, 1 / 100 000 183

Fig. 85 - PLANCHE XII - Courbes granulométriques de quelques sédiments reliques 184-185

Fig. 86 - Falaises anciennes, dans les micaschistes, au Sud et à l'Ouest de Groix, 1 / 100 000 188

Fig. 87 - Schéma de la dégradation d'une plage sableuse, 1 / 5 000 190

Fig. 88 - Profil bathymétrique d'une plage adossée aux collines entre Odet et Blavet, 1 / 50 000 191

Fig. 89 - Détournement de la Rivière Ferronnière par une flèche, rivage de 141 m, 1 / 100 000 193

Fig. 90 - Dispersion des minéraux lourds : andalousite et hornblende, 1 / 2 130 000 196

Fig. 91 - Dispersion des minéraux lourds : monazite et augite, 1 / 2 130 000 196

Fig. 92 - PLANCHE XIII - Formes quaternaires héritées : embouchures et littoraux, 1 / 500 000 200-201

Fig. 93 - Modèle du dégagement de la cuesta de Toul Koc'h par le Blavet, 1 / 200 000 205

Fig. 94 - Courbes hypsographiques des surfaces sommitale et dégradante du plateau continental 210

Fig. 95 - PLANCHE XIV - Propositions pour une courbe des variations du niveau de la mer 216-217

Fig. 96 - Coupe-temps interprétative d'un profil sismique au large de Trévignon, 1 / 20 000 220

Fig. 97 - Diagramme interprétatif de quelques profils sismiques en Baie du Pouldu, 1 / 20 000 221

Fig. 98 - Coupe-temps interprétative d'un profil sismique à l'accore, canyon de Belle-Ile, 1 / 100 000 225

Fig. 99 - Coupe-temps interprétative montrant le Redonien du Prunier en remblai de vallée, 1/200000 226

Fig. 100 - Schéma de répartition des affleurements tertiaires sur le plateau continental, 1/4 000 000 226

Fig. 101 - Modèle de la bathymétrie du plateau continental avant son basculement récent, 1/1 500 000 229

Fig. 102 - PLANCHE XV - Schéma géologique du Banc Bertin, 1 / 200 000 232-233

Fig. 103 - PLANCHE XV - Carte géomorphologique simplifiée du Banc Bertin, 1 / 200 000 232-233

Fig. 104 - Coupes schématiques des trois "modèles" de précontinents sédimentaires 236

Fig. 105 - PLANCHE XVI - Carte de localisation des lieux cités, 248-249

Table des matières

Avertissement 4

INTRODUCTION 5

PREMIERE PARTIE : LA DIVERSITE REGIONALE 13

Chapitre premier : L'ECHINE ROCHEUSE PRELITTORALE 15

Chapitre II : LA DEPRESSION PRELITTORALE 19

Chapitre III : L'AVANT-COTE 23

L'avant-côte rocheuse 26
L'avant-côte sableuse 30
L'avant-côte faiblement immergée 32

Chapitre IV : LE PLATEAU CONTINENTAL ET SA VASIERE 33

Introduction : la faible énergie du relief 34

Section I. Les grandes lignes du relief 36
Notions sur la structure 36
Les vallées 38
Les reliefs rocheux 39

Section II. La couverture sédimentaire meuble 44
Blocs démesurés 44
Galets, graviers et sables 46
Fonds vaseux 48

Section III. Les problèmes de morphogénèse 52

Chapitre V : L'ESCARPEMENT CONTINENTAL 59

Degré de précision de notre connaissance de l'escarpement 59

Section I. Les interfluves 61

Section II. Les canyons 64

Schéma d'évolution de l'escarpement 70

Chapitre complémentaire : LA PLAINE ABYSSALE 71

DEUXIEME PARTIE : LA DYNAMIQUE ACTUELLE 77

Chapitre premier : TRAITS ESSENTIELS DE LA MORPHOLOGIE ACTUELLE 79

Section I. Les sédiments actuels 80
§ 1. Les versants sédimentaires 80
§ 2. Les variations saisonnières 82
§ 3. Les migrations de sédiments 82

Section II. Les héritages 83
§ 1. Netteté des affleurements rocheux 83
§ 2. Rareté des dépressions fermées 84
§ 3. Continuité des vallées 84
§ 4. Bi-concavité du profil 85

Section III. L'érosion actuelle 86

Carte géomorphologique du précontinent sud-armoricain, de l'Iroise à Rochebonne 87

Chapitre II : LES MOYENS D'ACTION DE LA MER 91

Section I. Les courants 92
A. La marée 92
B. Les courants de marée 92
C. Efficacité du courant de marée sur le fond 94

Section II. Les houles 97
A. Action de la houle sur le fond 97
1/ Action des houles et des vagues sur l'avant-côte 98
2/ Le problème du niveau de base des houles 98
3/ Action des houles et des vagues plus au large 101
B. Répartition des houles dans le Nord du golfe de Gascogne 102

Section III. Action combinée des courants et de la houle 106
§ 1. Vitesses instantanées au ras du fond 106
§ 2. Déplacements engendrés 107

Chapitre III : LES TRANSPORTS PAR LA MER 109

Section I. Les transports de pélites et de sablons 111
Action de l'homme 113

Section II. Les transports de sable 115

Section III. Les transports de graviers et de galets 122

Chapitre IV : L'EROSION MARINE 125

Section I. L'érosion mécanique 126
§ 1. Le choc des eaux 126
§ 2. L'érosion des sédiments 126
§ 3. L'abrasion sous-marine 128
A. Types d'abrasion sous-marine 128
B. Régions affectées par l'abrasion 131

Section II. L'érosion biologique et bio-chimique 132
§ 1. L'érosion biologique directe 132
A. Dissociation des roches fissurées 132
B. Taraudage des roches tendres 132
C. Broyage des épidermes de roches 135
§ 2. L'érosion chimique et bio-chimique 138

Section III. L'érosion anthropique 139

Chapitre V : LES FORMES VIVES 141

Section I. Les épandages en nappe 142
§ 1. Disposition des épandages 142
§ 2. Répartition régionale 142
§ 3. Conditions dynamiques du dépôt 143
§ 4. Instabilité de certains épandages 143

Section II. Les accumulations sablo-graveleuses 145
§ 1. Les accumulations périodiques 145
§ 2. Les accumulations d'avant-côte 146
A. Les avant-plages 146
B. Les terrasses à maerl 147

§ 3. Les accumulations de débouchés 148
A. Barres d'estuaire et deltas sous-marins 148
B. Autres accumulations de débouchés 150

Section III. Les chenaux de circulation 151
A. Les circulations d'eau au ras du fond 151
B. L'implantation des chenaux : le rôle des héritages 155

Section IV. Les formes d'érosion 156
§ 1. Les formes infra-littorales d'érosion 156
§ 2. Les versants face au large 156
§ 3. Les roches calcaires 157

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE 158

TROISIEME PARTIE : LE MODELE HERITE 159

Chapitre premier : FORMES ET SEDIMENTS QUATERNAIRES 161

Section I. Les vallées 162
§ 1. Le plan du réseau hydrographique 162
A. Effets de l'échine rocheuse prélittorale 162
B. Sinuosités parmi les reliefs d'Eocène 164
C. Sur le plateau continental 165
§ 2. Les profils transversaux 166
A. Profils transversaux des lits rocheux 166
B. Profils transversaux des lits récemment fonctionnels 166
C. Profils transversaux des niveaux élevés 167
§ 3. Les profils en long 170
A. Irrégularités du dernier profil en long 170
B. Les profils longitudinaux enfouis ou perchés 171
§ 4. Les terrasses 173
A. Formes 173
B. Matériaux 174

Section II. Les embouchures 177
§ 1. Embouchures sur les littoraux de la plateforme continentale 177
A. Rias et estuaires 177
B. Barres et deltas 179
§ 2. Grands pouliers de l'accore 181

Section III. Les littoraux 187
§ 1. Les falaises 187
§ 2. Les plages et les cordons littoraux 189
A. Profils transversaux 189
B. Plans des flèches et des plages 192
a) Plages adossées 192
b) Flèches 192
c) Cordons littoraux accrochés aux deux extrémités 194
d) Signification paléogéographique de ces plans 194
C. Matériaux des accumulations littorales 195
a) Origine des matériaux 195
b) Tri et façonnement des matériaux 197
c) Evolution des matériaux depuis leur mise en place 198

Section IV. Les interfluves 202
§ 1. L'évolution subaérienne des fonds rocheux 202
A. Les roches du socle et leurs produits de désagrégation 202
B. Les roches sédimentaires et leurs formations superficielles 204
§ 2. Les remaniements sédimentaires 206

Chapitre II : ESSAI DE CHRONOLOGIE DES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER AU PLIO-QUATERNAIRE 209

§ 1. Les stationnements marins 210
A. La courbe hypsographique 210
B. Les traces morphologiques 211

§ 2. Les arguments de datation 213

§ 3. Eléments de chronologie 215

§ 4. Implications de la chronologie proposée 218

Chapitre III : L'HERITAGE TERTIAIRE 219

Section I. Données disponibles sur la morphogénèse tertiaire 220
§ 1. Disposition des affleurements et des couches 220
A. Le Tertiaire de la dépression prélittorale 220
B. Le Tertiaire des fonds de 50 à 90 m 222
C. Le Tertiaire du plateau continental médian et externe 223
D. Le Tertiaire de l'escarpement continental 226
§ 2. Eléments d'histoire morphogénétique 227
A. Indications sur les caractères des diverses phases 227
B. Indications sur les mécanismes responsables 228

Section II. Les phases de la morphogénèse tertiaire et leurs parts respectives dans les héritages 231
§ 1. Chronologie paléogéographique 231
§ 2. Part de chaque phase dans les formes héritées 234

CONCLUSION 235

BIBLIOGRAPHIE 239

VOCABULAIRE 242

INDEX 244

TABLE DES FIGURES 250

TABLE DES MATIERES 253

Erratum :

Page 187, à 13 lignes du bas, au lieu de "(cf. fig. 79, p. 187)", lire : (cf. fig. 86, p. 188).